

~~2945~~
Z 1277-1

66b



Sonderforschungsbereich 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT: DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

BERICHTSBAND 88-89-90

BAND 2

Christian-
Albrechts-
Universität
zu Kiel,
im Juli 1990



INHALTSVERZEICHNIS

Seite

BAND 1

VORSPANN

Bericht über die Arbeiten im Zeitraum Januar 1988 bis Juli 1990 I

BERICHTE DER TEILPROJEKTE:

A1: Partikelfluß aus dem Pelagial	1
1.) Tätigkeitsbericht 1988-1990 des Teilprojektes A1	3
2.) Publikationen	
2.1 Bathmann, U.V. (1988): Mass occurrence of <i>Salpa fusiformis</i> in the spring of 1984 off Ireland: implications for sedimentation processes. <i>Marine Biology</i> <u>97</u> , 127-135.	18
2.2 Bodungen, B.v., Nöthig, E.-M. & Sui, Q. (1988): New production of phytoplankton and sedimentation during summer 1985 in the south eastern Weddell Sea. <i>Comp. Biochem. Physiol.</i> <u>90B/3</u> , 475-487.	19
2.3 Carstens, J. (1988): Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächenwässern der Framstraße, Nordatlantik. Dipl.-Arbeit, Univ. Bremen, 47 pp.	20
2.4 Gloe, T. (1988): Reaktionen natürlicher Phytoplanktonpopulationen auf Licht- und Nährsalzänderungen in Tankexperimenten. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 95 pp.	21
2.5 Hagen, W. (1988): Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton. <i>Ber. Polarforsch.</i> <u>49</u> , 118 pp.	23
2.6 Hagen, W. & Vleet, E.S.v. (1988): Lipid biochemistry of antarctic zooplankton: Overwintering strategies and trophic relationships. <i>Antarctic Journal</i> , 133-134.	25
2.7 Honjo, S., Manganini, S.J. & Wefer, G. (1988): Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea. <i>Deep Sea Research</i> <u>35/8</u> , 1223-1234.	29
2.8 Peinert, R. (1988): Seasonality of planktonic development and sedimentation. In: Wassmann, P. & Heiskanen, A.-S. (eds.) <i>Sediment trap studies in the nordic countries</i> <u>1</u> , 65-77.	30

- 2.30 Bodungen, B.v., Bauerfeind, E., Koeve, W. & Zeitzschel, B. (1990): Plankton development and vertical particle flux in June/July 1989 in the south-western Greenland Sea, METEOR 10/3. EOS 71, 65. 75
- 2.31 Lampitt, R.L., Noji, T. & Bodungen, B. v.(1990): What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux. Marine Biology 104, 15-23. 76
- 2.32 Puch, M. (1990): Zum Silikathaushalt des Pelagials im Europäischen Nordmeer. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 73 pp. 77
- 2.33 Schrader, H.U. & Karpuz, N. (1990): Norwegian-Iceland seas: transfer functions between marin planktic diatoms and surface water temperature. In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C, Kluver Acad. Publ., 337-361. 80
- 2.34 Schröder, A. (1990): Zu Vorkommen und Sedimentation von Coccolithophoriden im Europäischen Nordmeer. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 72 pp. 81
- 2.35 Zeller, U. (1990): Untersuchung zum Vorkommen und zur Nahrungsökologie von Copepoden in der Grönlandsee. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 73 pp. 82
- 2.36 Bathmann, U.V., Peinert, R., Noji, T. & v. Bodungen, B. (1990): Pelagic Origin and Fate of sedimenting Particles in the Norwegian Sea. Progress in Oceanography, in press. 84
- 2.37 Samtleben C. & Bickert, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. Marine Micropaleontology, in press. 91
- 2.38 Wassmann, P., Peinert, R. & Smetacek, V. (1990): Patterns of production and sedimentation in the boreal and polar Northeast Atlantik. Polar Research, in press. 93
- 2.39 Bathmann, U., Noji, T. & Bodungen, B.v. (1990): Sedimentation of Pteropods in the Norwegian Sea in autumn. Deep Sea Res., submitted. 95
- 2.40 Noji, T. (1990): Zooplankton and Sedimentation. Marine Biology, submitted. 123
- 2.41 Noji, T.T., Estep, K., MacIntyre, F. & Norrbin, F. (1990): Image-analysis of fecal material grazed upon by three species of copepod. Evidence for coprorhexy, coprophagy and "decompaction". Marine Ecology Progress Series, submitted. 157

	Seite
2.42 Voss, M. (1990): Content of copepod faecal pellets in relation to food supply in Kiel Bight and its effect on sedimentation rate. Marine Ecol. Prog. Ser., submitted.	181
2.43 Samtleben, C. & Schröder, A.: Coccolithophoriden-Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer. - Zur Abbildung von Planktonzönosen im Sediment. in prep.	205
A2: Bodennaher Partikeltransport und Sedimentverteilung	231
1.) Tätigkeitsbericht 1988-1990 des Teilprojektes A2	233
2.) Publikationen	
2.1 Blaume, F.: Postglaziale Hochakkumulationszentren am Kontinentalhang der Norwegischen See: Vergleich Barentsseehang und Gebiet 67° Nord. in prep.	242
2.2 Kachholz, K.-D.: Bemerkungen über die Natur von Korngrößenverteilungen.	249
2.3 Oehmig, R.: Die Isolierung von Sinkgeschwindigkeitsfraktionen mit dem Sand-Sedimentation-Separator (3S) TM . in prep.	251
2.4 Werner, F., Kachholz, K.-D. & Unsöld, G.: Beobachtungen zum Sedimenttransport am Schelfrand südwestlich der Lofoten. in prep.	287
2.5 Rumohr, J.: A high accumulation area on the continental slope off northern Norway and the conception of winter water cascades. Deep Sea Research, submitted.	304
2.6 Rumohr, J.: Eine topographische Sedimentfalle auf dem nördlichen Vöring Plateau. in prep.	338
2.7 Yoon, S.H., Chough, S.K., Thiede, J. & Werner, F. (1990): Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian Continental Slope between 67° and 71° N. Mar. Geol., submitted.	344
2.8 Werner, F. & Unsöld, G. (1990): Coarse-sand wave ripples on the Mid-Norwegian Continental Shelf Geo-Marine Letters, submitted.	400
2.9 Altenbach, A.V., Unsöld, G. & Walger, E. (1988): The hydrodynamic environment of Saccorhiza ramosa (BRADY). Meyniana <u>40</u> , 119-132.	401

	Seite
A3: Reaktionen des Benthals auf den Partikelfluß	403
1.) Tätigkeitsbericht 1988-1990 des Teilprojektes A3	405
2.) Publikationen	
2.1 Meyer-Reil, L.-A. (1987): Bakterien in Sedimenten der Kieler Bucht: Zahl, Biomasse und Abbau von organischem Material. Habil.-Schrift, Univ. Kiel, 155 pp.	414
2.2 Altenbach, A.V. (1988): Deep-Sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon. Rev. Paleobiol. <u>2</u> (spec.), 719-720.	418
2.3 Graf, G. (1988): Die Reaktionen des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanzen. Habil.-Schrift, Univ. Kiel, 77 pp.	419
2.4 Graf, G., Martens, V., Queisser, W., Weinholz, P. & Altenbach, A. (1988): A multicalorimeter for the study of biological activity in marine sediments. Marine Ecology Progress Series <u>45</u> , 201-204.	424
2.5 Heeger, T. (1988): Virus-like particles and cytopathological effects in <i>Elphidium excavatum clavatum</i> , a benthic foraminiferan. Diseases of Aquatic Organisms <u>4</u> , 233-236.	425
2.6 Jensen, P. (1988): Four new nematode species, abundant in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea. Sarsia <u>73</u> , 149-155.	426
2.7 Jensen, P. (1988): Nematode assemblages in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea. Deep-Sea Research <u>35</u> , 1173-1184.	427
2.8 Altenbach, A.V. & Sarnthein, M. (1989): Productivity record in benthic foraminifera. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.) Productivity of the ocean: Present and past, Dahlem Konferenz, John Wiley u. Sons, 255-269.	428
2.9 Graf, G. (1989): Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community. Nature <u>341/6241</u> , 437-439.	429
2.10 Jumars, P.A. (Rapporteur), Altenbach, A.V., De Lange, G.J., Emerson, S.R., Hargrave, B.T., Müller, P.J., Prah, F.G., Reimers, C.E., Steiger, T. & Suess, E. (1989): Group Report: Transformation of Seafloor-arriving Fluxes into the Sedimentary Record. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.) Productivity of the Ocean: Present and Past, Dahlem Konferenz, John Wiley & Sons, 291-311.	430

- 2.11 Linke, P. (1989): Lebendbeobachtungen und Untersuchungen des Energiestoffwechsels benthischer Foraminiferen aus dem Europäischen Nordmeer. Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 18, 123 pp. 431
- 2.12 Romero-Wetzel, M. (1989): Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vöring-Plateau (Norwegische See). Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 13, 204 pp. 432
- 2.13 Romero-Wetzel, M. (1989): Branched burrow-systems of the enteropneust *Stereobalanus canadensis* (Spengel) in deep-sea sediments of the Vöring-Plateau, Norwegian Sea. *Sarsia* 74, 85-89. 434
- 2.14 Thomsen, L. (1989): Bakterien und Meiofauna in Gangsystemen der Makrofauna. In: Pilnay, C., Thomsen, L. & Altenbach, A.V. (eds.) Methodische Ansätze zur Biomassebestimmung mittels biochemischer Parameter und der computergestützten Bildanalyse. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 19, 1-77. 435
- 2.15 Altenbach, A.V. (1990): Konstruktive Optimierung und Werkzeuggebrauch bei Einzellern. *Natur und Museum* 120/1, 15-18. 437
- 2.16 Billen, G., Joiris, C., Meyer-Reil, L.-A. & Lindeboom, H.J. (1990): Role of bacteria in the North Sea ecosystem. International Symposium on the Ecology of the North Sea, Texel, in press. 441
- 2.17 Heeger, T. (1990): Elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Ernährungsbiologie benthischer Foraminiferen. Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 21, 139 pp. 443
- 2.18 Jensen, P. (1990): Nine new and less known nematode species with description of a new genus *Nojinema* gen. n. from the deep-sea benthos of the Norwegian Sea. *Hydrobiologia*, submitted. 446
- 2.19 Jensen, P. (1990): Re-discovery of *Cerianthus vogti* Danielssen, 1890. A small anthozoan inhabiting in an extended tube-system deeply buried in the deep-sea sediments of the Norwegian Sea. *Sarsia*, submitted. 448
- 2.20 Jensen, P. (1990): Predatory nematodes from the deep-sea benthos of the Norwegian Sea. *Cahiers de Biologie Marine*, submitted. 450
- 2.21 Jensen, P. (1990): Bodonematidae Fam. n. (Nematoda, Chromadorida) accomodating *Bodonema vossi* gen. n. et sp. n. from the deep-sea benthos of the Norwegian Sea. *Sarsia*, submitted. 452

- 2.22 Jensen, P., Emrich, R., Goerke, H. & Weber, K. 454
(1990): Biological, chemical and sedimentological aspects of burrowing traits of the deep-sea enteropneust *Stereobalanus canadensis*. Deep-Sea Research, submitted.
- 2.23 Köster, M., Jensen, P. & Meyer-Reil, L.-A. (1990): 456
Hydrolytic Activity associated with Organisms and Biogenic Structures in Deep-Sea Sediments from the Norwegian-Greenland Sea. In: Proceedings of the First Workshop on Exoenzymes in Aquatic Environments. Reitrain/München, in press.
- 2.24 Linke, P. (1990): Metabolic adaptations of benthic 485
foraminifera to seasonally varying food input. Deep-Sea Research, submitted.
- 2.25 Meyer-Reil, L.-A. (1990): Microorganisms in Marine 518
Sediments: Considerations Concerning Activity Measurements. Arch. Hydrobiol. Beih. Ergeb. Limnol. 34, 1-6.
- 2.26 Meyer-Reil, L.-A. (1990): Ecological Aspects of 519
Enzymatic Activity in Marine Sediments. In: Proceedings of the First Workshop on Exoenzymes in Aquatic Environments. Reitrain/München, in press.
- 2.27 Meyer-Reil, L.-A. & Köster, M. (1990): Fine-scale 545
distribution of hydrolytic activity associated with foraminiferans and bacteria in deep-sea sediments. Nature, submitted.
- 2.28 Romero-Wetzel, M. & Gerlach S. (1990): Deep-Sea 555
Macrozoobenthos of Vöring-Plateau (Norwegian Sea). Sarsia, submitted.
- 2.29 Thies, A. (1990): The taxonomy, distribution and 586
ecology of *Crithionina hispida* (Flint, 1899). In: Hemleben, C., Schott, D., Kaminski, M. & Kuhnt, W. (eds.) Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera. Kluwer Acad., in press.
- 2.30 Altenbach, A., Heeger, T., Linke, P., Spindler, M. & 587
Thies, A.: *Miliolinella subrotunda* (MONTAGU 1803) a miliolid foraminifer building large agglutinated tubes for a temporary epibenthic lifestyle. in prep.

BAND 2

2.31	Jensen, P., Rumohr, J., Graf, G., Köster, M., & Meyer-Reil, L.-A.: Biological activity across a deep-sea ridge exposed to advection and accumulation of pelagic material. in prep.	605
2.32	Meyer-Reil, L.-A., Köster, M. & Charfreitag, O.: Availability of nutrients to a deep-sea benthic community: results from a ship board experiment. II. Induction of microbial activities. in prep.	642
2.33	Thies, A.: Artenvergesellschaftungen der Benthos-foraminiferen im Europäischen Nordmeer. Diss., Univ. Kiel, in prep.	664
2.34	Thomsen, L.: Treatment and sorting of samples for bacteria and meiofauna determinations from the same sediment-probe combined with a semi-automatic image analysis system for biomass estimations. in prep.	665
A4:	Chemische Flüsse durch die benthische Grenzfläche	673
1.)	Tätigkeitsbericht 1988-1990 des Teilprojektes A4	675
2.)	Publikationen	
2.1	Scholten, J.C., Botz, R., Mangini, A., Paetsch, H., Stoffers, P. & Vogelsang, E.: High Resolution ²³⁰ TH Stratigraphy of Sediments from High Latitude Areas (Norwegian Sea, Fram Strait). Earth Planet.Sci.Lett., in press.	698
2.2	Botz, R., Erlenkeuser, H., Koch, J. & Wehner, H. (1990): Analysis of sedimentary organic matter of a glacial/interglacial change (oxygen isotope stage 6/5) in the Norwegian-Greenland Sea. Mar. Geol., submitted.	714
2.3	Paetsch, H., Botz, R., Scholten, J. & Stoffers, P. (1990): Akkumulationsraten von Oberflächensedimenten der Norwegisch-Grönländischen See. in prep.	732
2.4	Kuhlemann, J. (1990): Zur spätquartären Entwicklung des zentralen Europäischen Nordmeeres anhand des 'Meteor'-Kernes GIK 23269-1. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 82 pp.	745
2.5	Knof, R. (1990): Geochemische Untersuchungen und Altersbestimmungen an Wattsedimenten. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 118 pp.	750

	Seite
2.6 Balzer, W. (1989): Chemische Reaktionen und Transportprozesse in oberflächennahen Sedimenten borealer und polarer Meeresgebiete. Habil.-Schrift, Univ. Kiel, 312 pp.	752
2.7 Mintrop, L.J. (1990): Aminosäuren im Sediment - Analytische Methodik und Ergebnisse aus der Norwegischen See. Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel <u>20</u> , 217 pp.	766
2.8 Mintrop, L., Meyer-Reil, L.-A. & Duinker, J.C.: Amino acids in deep-sea sediment porewater - depth profiles of concentrations and microbial activity. in prep.	767
2.9 Arnold, T. (1989): Bestimmung von Mischungskoeffizienten in der Norwegischen See mit ²¹⁰ Pb. Dipl.-Arbeit, Univ. Heidelberg, 85 pp.	806
B1: Seismische Feinschichtung der Sedimente	809
1.) Tätigkeitsbericht 1988-1990 des Teilprojektes B1	811
2.) Publikationen	
2.1 Uenzelmann, G. (1988): Sedimente des südlichen Äußeren Vöring-Plateaus - Eine hochauflösende reflexionsseismische Untersuchung. Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel <u>12</u> , 142 pp.	837
2.2 Uenzelmann, G.: Cenozoic subsidence of the outer Vöring Plateau. Marine Geology, submitted.	839
2.3 Philipp, J. (1989): Bestimmung der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit mariner Sedimente an Kastenlotkernen: Entwicklung einer Meßapparatur und Vergleich mit sedimentologischen Parametern. Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel <u>16</u> , 95 pp.	840
2.4 Vanneste, K., Theilen, F. & Matuschke, D.: The Structure of the Barents Sea Sediment Fan. in prep.	842
2.5 Theilen, F., Pecher, I.A., Neben, S. & Philipp, J.: The relationship between the shear strength and the shear modulus of marine sediments. in prep.	890
2.6 Leurer, K. & Theilen, F.: Seismic velocities and attenuation in fully saturated fine-grained deep-sea sediments under compaction. in prep.	905

2.7	Holler, P. & Kassens, H. (1989): Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S. METEOR, Reise 7). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel <u>15</u> , 61 pp.	923
2.8	Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläoozeanographie in der Norwegischen See. Diss., Univ. Kiel, 120 pp.	924
2.9	Hintz, B. (1988): Berechnung von Pseudoimpedanzlogs mit Hilfe autoregressiver Spektrenerweiterung. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 99 pp.	927
2.10	Neben, S. (1988): Durchschallung von Kastenloten - Entwicklung der Apparatur und erste Meßergebnisse. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 123 pp.	929
2.11	Theilen, F. & Pecher, I.: Shear Wave Investigations of the Sea Floor. Estimation and Practical Use of Seismic Velocities. EAEG/SEG Research Workshop, Cambridge, England.	934
2.12	Holler, P. (1988): Sedimentäre Rutschmassen in der Tiefsee. Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel <u>23</u> , 141 pp.	937
B2:	Kurz- und langfristige Schwankungen in der ozeanischen Zirkulation: Abbildung in quartären Sedimenten	939
1.)	Tätigkeitsbericht 1988-1990 des Teilprojektes B2	941
2.)	Publikationen	
2.1	Mischke, W. (1987): Geologische Untersuchungen an einem Sedimentkern vom Kontinentalfuß des Tromsø-Hanges (Nördl. Norwegische See). Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 51 pp. und Anhang.	947
2.2	Bohrmann, G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel <u>9</u> , 221 pp.	949
2.3	Dettmer, A. (1988): Ein Beitrag zur Rekonstruktion der spätquartären Entwicklung der zentralen Norwegisch-Grönländischen See anhand des Meteor-kerns 23063-3. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 76 pp.	950

	Seite
2.4 Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Slettemark, B. (1988): Paleoenviromental changes in the Norwegian Sea and the Northeast Atlantik during the last 2.8 My: ODP/DSDP Sites 610, 642, 643 and 644. <i>Paleoceanography</i> <u>3/5</u> , 563-581.	957
2.5 Ruff, M. (1988): Untersuchungen an Sedimenten aus Großkastengreifern zwischen Jan Mayen und dem Vøring Plateau. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 53 pp.	958
2.6 Rump-Schenk, B. (1988): Diatomeenuntersuchungen an quartären Sedimenten des Europäischen Nordmeeres. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 29 pp. und Anhang.	966
2.7 Struck, U. (1988): Die Ablagerungsgeschichte der zentralen Norwegischen See während der letzten 300.000 Jahre. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 48 pp. und Anhang.	968
2.8 Thiede, J., Pfirman, S., Johnson, G.L., Mudie, P.J., Mienert, J. & Vorren, T. (1988): Arctic deep-sea drilling: scientific and technical challenge of the next decade. In: Ayala-Castanares, A., Wooster, W. & Yanez-Arancibia, A. (eds.) <i>Oceanography</i> , UNAM Press, Mexico D F, 41-57.	972
2.9 Thiede, J., Spielhagen, R.F. & Weinelt, M.H. (1988): Cenozoic northern hemisphere paleoclimate: An enigma of correlation of oceanic and continental stratigraphic sequences. <i>Meyniana</i> <u>40</u> , 47-53.	973
2.10 Bohrmann, G. & Thiede, J. (1989): Diagenesis in Eocene claystones, ODP Site 647, Labrador Sea: formation of complex authigenic carbonates, smectites and apatite. In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al., <i>Proc. ODP, Sci. Results</i> <u>105</u> , 137-154.	974
2.11 Bruland, K.W. (Rapporteur), Bienfang, P.K., Bishop, J.K.B., Eglinton, G., Ittekkot, V.A.W., Lampitt, R., Sarnthein, M., Thiede, J., Walsh, J.J. & Wefer, G. (1989): Group Report: Flux to the Seafloor. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.) <i>Productivity of the Ocean: Present and Past</i> , Dahlem Konferenz, John Wiley & Sons, 193-215.	975
2.12 Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (1989): The norwegian continental margin: tectonic, volcanic and paleoenviromental framework. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., <i>Proc. ODP, Sci. Results</i> <u>104</u> , 5-26.	976

- 2.13 Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (1989): Evolution of the Voering volcanic margin. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results 104, 1033-1067. 977
- 2.14 Haake, F.-W. & Pflaumann, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Voering-Plateau, Norwegian Sea. Boreas 18, 343-356. 978
- 2.15 Hempel, P. (1989): Der Einfluß von biogenem Opal auf die Bildung seismischer Reflektoren und die Verbreitung opalreicher Sedimente auf dem Vöring Plateau. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 14, 131 pp. 979
- 2.16 Henrich, R. (1989): Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, paleoceanography, and evolution of late pliocene to quaternary northern hemisphere climate. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results 104, 189-232. 980
- 2.17 Henrich, R. (1989): Diagenetic environments of authigenic carbonates and OPAL-CT crystallization in lower miocene to upper oligocene deposits of the Norwegian Sea (ODP Site 643, LEG 104). In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et. al., Proc. ODP, Sci. Results 104, 233-247. 981
- 2.18 Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. Mar. Geol. 86, 283-319. 982
- 2.19 Henrich, R., Wolf, T., Bohrmann, G. & Thiede, J. (1989): Cenocoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse-fraction composition in sediments from the Vöring Plateau. LEG 104 drill sites. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results 104, 75-188. 983
- 2.20 Jansen, E., Slettemark, B., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Rolfsen, S. (1989): Oxygen and carbon isotope stratigraphy and magnetostratigraphy of the last 2.8 Ma: Paleoclimatic comparisons between the Norwegian Sea and the North Atlantic. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results 104, 255-272. 984
- 2.21 Karpuz, N.K. (1989): Surface sediment diatom distribution and holocene paleotemperature variations in the Gin Sea. Cand. Scient. Thesis, Univ. Bergen, 199 pp. 985

- 2.22 Kassens, H. & Sarnthein, M. (1989): A link between paleoceanography, early diagenetic cementation, and shear strength maxima in late quaternary deep-sea sediments? *Paleoceanography* 4/3, 253-269. 987
- 2.23 Locker, S. & Martini, E. (1989): Cenozoic silico-flagellates, ebridians, and actiniscidians from the Vöring Plateau (ODP Leg 104). In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci. Res. 104, 543-585. 988
- 2.24 Nees, S. (1989): Biostratigraphie mit benthischen Foraminiferen im Europäischen Nordmeer. Dipl.-Arbeit, Univ. München, 48 pp. und Anhang. 989
- 2.25 Ramm, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleo-oceanography in the eastern Norwegian Sea. *Boreas* 18, 255-272. 993
- 2.26 Thiede, J., Eldholm, O. & Taylor, E. (1989): Variability of cenozoic Norwegian-Greenland Sea, paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results 104, 1067-1120. 994
- 2.27 Baumann, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. Diss. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 22, 146 pp. 995
- 2.28 Bischof, J. (1990): Dropstones in der Norwegisch-Grönländischen See - Rekonstruktion spätpleistozäner Strömungsmuster. Diss., Univ. Kiel, 183 pp. 999
- 2.29 Bischof, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of Late Quaternary Circulation Patterns? In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluver Acad. Publ., 499-518. 1001
- 2.30 Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) (1990): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluver Acad. Publ. 1002
- 2.31 Bohrmann, G., Henrich, R. & Thiede, J. (1990): Miocene to Quaternary Paleoceanography in the northern North Atlantic: Variability in carbonate and biogenic opal accumulation. In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluver Acad. Publ., 647-675. 1005

	Seite
2.32 Elverhøi, A. & Henrich, R. (1990): Glacio-Marine Environments: Ancient Glaciomarine Sediments. In Menzies, J. (ed.) Sediments and Landforms of Part Glacial Environments, Pergamon Press, submitted.	1006
2.33 Gehring, H. (1990): Beitrag zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der südwestlichen Norwegischen See während der letzten 405 000 Jahre. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 73 pp.	1085
2.34 Goldschmidt, P., Pfirman, S., Wollenburg, I. & Henrich, R. (1990): Origin of sediment pellets from the Arctic seafloor: sea ice or icebergs? Deep Sea Research, in press.	1094
2.35 Hahn, M., Sarnthein, M., Vogelsang, E. & Erlenkeuser, H. (1990): Early decay of Barents Shelf ice sheet - southward spread of stable isotope signals across the eastern Norwegian Sea. Norsk Geologisk Tidsskrift, submitted.	1129
2.36 Henrich, R. (1990): Cycles, rhythms and events in quaternary arctic and antarctic glaciomarine deposits (a review). In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C <u>308</u> , Kluwer Acad. Publ., 213-244.	1134
2.37 Henrich, R. (1990): Cycles, rhythms and events on high input and low input glaciated continental margin (an overview). In: Einsele, Riecken & Seilacher (eds.) Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, in press.	1135
2.38 Jünger, B. (1990): Zur paläoozeanographischen Entwicklung der Islandsee während der letzten 360.000 Jahre (Sedimentologische Untersuchungen am Kern 23353-2/5). Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 69 pp.	1138
2.39 Thiede, J., Altenbach, A., Bleil, U., Botz, R., Mudie, P., Pfirman, S., Sundvor, E. et al. (1990): Properties and history of the central eastern arctic sea floor. Polar Record <u>26</u> (156), 1-6.	1157
2.40 Vogelsang, E. (1990): Paläoozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. Diss., Univ. Kiel, 137 pp.	1158
2.41 Baumann, K.-H. & Matthießen, J.: Calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst assemblages of Holocene and Late Weichselian Deep-Sea sediments from the Norwegian Sea. in prep.	1164
2.42 Locker, S.: Zur postglazialen Entwicklung der Radiolarien im Gebiet des Vöring Plateaus, Norwegische See. in prep.	1188

- 2.43 Rokoengen, K., Erlenkeuser, H., Løfaldi, M. & Skarbø, 1205
O.: A climatic record for the last 12,000 years
from a sediment core on the Mid Norwegian Continen-
tal Shelf. Norsk Geologisk Tidsskrift, in prep.

DOKUMENTATION ÜBER SONSTIGE AKTIVITÄTEN DES SFB 313 1207

SFB-Kolloquia 1209

Mitwirkung an Tagungen 1213

Gastaufenthalt auswärtiger Wissenschaftler 1217

Durchgeführte Expeditionen 1219

Verzeichnis der SFB-Berichte 1221

Verzeichnis der SFB-Publikationen 1225

BIOLOGICAL ACTIVITY ACROSS A DEEP-SEA RIDGE EXPOSED

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

TEILPROJEKT A3

Preben Jøsson

Marine Biological Laboratory, University of Copenhagen,
Strandboulevarden 5, DK-2300 Helsingør, Denmark

Jan Rasch

THEMA: REAKTIONEN DES BENTHALS AUF
DEN PARTIKELFLUSS

Gerhard Gref, Marion Köster and Lutz-B. Meyer-Bell

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Olshausen-
brook-Weg 20, D-2300 Kiel, Federal Republic of Germany

†) Dedicated to Professor Dr. emeritus Sebastian Gerlich,
former vice-manager of Sonderforschungsbereich 313 of the
University of Kiel, F.R.G.

Contribution No. 109 from Sonderforschungsbereich 313 der
Universität Kiel, F.R.G.

**BIOLOGICAL ACTIVITY ACROSS A DEEP-SEA RIDGE EXPOSED
TO ADVECTION AND ACCUMULATION OF PELAGIC MATERIAL#**

Preben Jensen

Marine Biological Laboratory, University of Copenhagen,
Strandpromenaden 5, DK-3000 Helsingør, Denmark

Jan Rumohr

Geologisches Institut der Universität Kiel, Olshausen-
strasse 40-60, D-2300 Kiel, Federal Republic of Germany

Gerhard Graf, Marion Köster and Lutz-A. Meyer-Reil

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Düstern-
brooker Weg 20, D-2300 Kiel, Federal Republic of Germany

#) Dedicated to Professor Dr. emeritus Sebastian Gerlach,
former vice-manager of Sonderforschungsbereich 313 of the
University of Kiel, F.R.G.

Contribution No.109 from Sonderforschungsbereich 313 der
Universität Kiel, F.R.G.

ABSTRACT - Huge amounts of sedimentated clay and fine silt particles are exported from the southern slope of a ridge at 1245 - 1424 m depth on Vöring Plateau, Norwegian Sea. These particles are accumulated on the northern slope where calculated sedimentation rates are up to 18 cm per 1000 year opposed to less than 1 cm per 1000 year on the southern slope. This lateral advection and accumulation of pelagic material is ascribed to the so-called Taylor-column effect. Six stations were sampled - three on each side of the ridge - to obtain quantitative information of different biological components and relate these observations with the environmental conditions. Great biological differences between southern and northern sites are evident in terms of oxygen consumption, meio- and macrofauna composition, meiofauna biomass and depth distribution, and nematode species diversity. There appears no distinct regional differences in hydrolysis rates or in numbers of nematode species and nematode abundances. A specific fauna consisting of pogonophores and a nematode assemblage with relative large-sized animals inhabits areas on Vöring Plateau with high sedimentation rates and high organic carbon content independent of sedimentation mechanism and water depth. The depth distribution of meiofauna organisms in the sediments is limited by decreasing pore water content and oxygen concentration. Increased biological activity at 4-6 cm depth, as shown by higher enzymatic decomposition of organic matter, may indirectly explain observed local accumulations of different grain-size classes at that depth likely mediated by polychaetes and/or a sipunculan. Accumulation of particles larger than 63 μm in sediment horizons between 6-10 cm depth is ascribed to vertical particle transports of a burrowing enteropneust.

A large-scaled interdisciplinary research program in the Norwegian-Greenland Sea was established in 1985 and included in the so-called Sonderforschungsbereich 313, a special research unit of the University of Kiel, Federal Republic of Germany (cf. THIEDE et al., 1985). The aim is to investigate the particle flux to the sea bed and to detect the paleo-oceanographic history of prevailing currents. The investigations are continuing and present study carried out in 1988 is part of the project. This study focus on the benthic environment, specifically between the sediment and sedimentary processes and the inhabiting organisms across a ridge at 1245-1424 m water depth on Vöring Plateau off the Norwegian continental shelf. Prior to this study, one of us (J.R.) had obtained preliminary results which indicated huge lateral sediment transports of fine material across the ridge which possibly could explain observed faunal differences between the top and the foot of the ridge (JENSEN, 1988; hence a closer cooperation appeared obvious.

We have selected six sampling stations, three on each side of the ridge, and examined regional sedimentation rates, grain-size composition and water content down to 20 cm depth; the biological parameters analyzed down to 10 cm depth are oxygen consumption, Chl. a, a new measure indicating the rate of which particulate material is broken down (MEYER-REIL, 1987) and the metazoan fauna. The paper presents detailed information on the most abundant metazoan taxon, the nematodes, and vertical transport processes of pelagic material mediated by benthic macrofauna are discussed.

We are not aware about similar studies from elsewhere in the deep-sea, but some studies have been done in recent years on the influence of sediment type and associated parameters on metazoan meiofauna and small-sized macrofauna (SHIRAYAMA, 1983, 1984; TIETJEN, 1984, 1989; PFANNKUCHE, 1985; THISTLE and SHERMAN, 1985; WOODS and TIETJEN, 1985; ALLER and ALLER, 1986; SHIRAYAMA and SWINEBANKS, 1986; CARMAN et al., 1987; PFANNKUCHE and THIEL, 1987; ALONGI and PICHON, 1988; TIETJEN et al., 1989). Results of benthic studies of metazoan fauna below 1000 m depth in the Norwegian Sea derive from 10 investigations only (ZAPTSEPIN and RITTIKH, 1976; DAHL et al., 1977; DINET, 1977; LAUBIER and SIBUET, 1979; ROMERO-WETZEL, 1987, 1989 a, b; JENSEN, 1988; KÖSTER et al., 1990; JENSEN et al., 1991). None of these studies include the sedimentary environment but GRAF (1989) discussed the benthic-pelagic coupling, and BATHMANN et al. (1990) summarized the quality and quantity of vertical particle flux of pelagic material through a 17-month study in the Norwegian Sea.

METHODS

Study site

The Vöring Plateau is a terrace off the Norwegian continental shelf at 65-68°N on a water depth of 1200-1600 m (Fig. 1 A). The flow of surface water into the Norwegian Sea is an extension of the North Atlantic current. Salinity of the bottom water is 35 0/00 and the bottom temperature below 1000 m is - 0.7°C. Six stations across a ridge were sampled; they are at 1245-1424 m

depth, the outermost stations about 28 km from each other (Fig. 1 B, Table 1); Three of the stations, located at the southern slope of the ridge, are referred to as EXPO-stations (Stas 476, 532 and 519) indicating advection (export) of pelagic material vs. the three other stations (Stas 468, 489 and 504), located on the top and on the northern slope of the ridge, called IMPO-stations indicating accumulation (import) of pelagic material.

Sampling procedures and laboratory analyses

Samples for sedimentological analyses were taken at each station with a free-falling gravity corer (MEISCHNER and RUMOHR, 1974) attached with a 22 cm long cylindrical tube, 4 cm in diameter. Additional samples were taken with a large box corer called Grooskastengreifer (50 x 50 x 50 cm), penetrating about 40 cm deep into the sediments. Box core samples were subsampled with a 30 cm long cylindrical tube, 8 cm in diameter. Granulometrical analysis was performed by wet sieving in five grain-size classes ($< 6.3 \mu\text{m}$, $6.3-20 \mu\text{m}$, $20-63 \mu\text{m}$, $63-125 \mu\text{m}$ and $125-2000 \mu\text{m}$) following the method of ATTERBERG (in ENGELHARDT, 1964). Uppermost 5 cm of sediments was sliced into 1 cm intervals and 5-20 cm column was sliced into 2 cm intervals. Water content was determined in 1 cm intervals down to 20 cm depth as the loss of weight of wet sediments dried at 95°C for 24 h.

Samples for biological analyses were taken at each station with a multicorer (BARNETT *et al.*, 1984) modified to attach eight 63 cm long cylindrical tubes, 10 cm in diameter, and penetrating about 30 cm deep into the sediments; however, one large box core sample was taken for the analysis of the macrofauna. Biological analyses in-

volve the uppermost 10 cm of sediments which was sliced into 1 cm intervals; analysis of hydrolytic activity in sediments from Sta. 468 involved a detailed separation of uppermost 3 cm of sediments into 0.25 cm intervals and 3-5 cm column was sliced into 0.5 cm intervals. Sediments for oxygen consumption and macrofauna analysis were not separated vertically.

Preparation of samples for determination of oxygen consumption includes 3 replicates from each station. In the laboratory they were put into a dark water bath regulated at in situ temperature and the cores were incubated for 48 hours. They were closed by a piston equipped with a magnetic stirrer. The covers had 2 connections for a flow-through system (6 mm inner diameter) and a small outflow (3 mm inner diameter) for taking water samples for oxygen determinations. Oxygen determinations were carried out as described by GRASHOFF (1976). Chlorophyll a was analysed according to JEFFREY and HUMPHREY (1975).

For enzymatic determinations sediments were suspended in filter-sterilized bottom water (dilution 1:5). 500 μ l of the suspension was pipetted into centrifuge tubes and the reaction was started by adding 10 μ l of fluoresceindiacetate (4.8 mM in acetone, Serva no. 21575). As shown in preliminary experiments the substrate was added at saturation level. Enzymatic assays were run in time-course experiments (usually three incubation periods; 2 parallels) at a temperature within 1 to 2 $^{\circ}$ C of the in-situ temperature. After incubation samples were centrifuged at 6000 rpm for 10 min at 0 $^{\circ}$ C. The supernatant was read in a spectrofluorometer (Kontron SFM 25) at 470 nm excitation and 510 nm emission against a

1 μ M standard solution of fluorescein (Serva no. 21570). Enzymatic hydrolysis rates (μ mol fluorescein released per cm³ of wet sediment per hour) were extrapolated from the slope of the linear part of the activity curve by linear regression. Rates were significant at least on the 95 % confidence level. The application of the method for ecological studies is discussed in MEYER-REIL (1990) and KÖSTER et al. (1990).

Meiofauna analyses are based on 3 mixed replicate samples of totally 225 ml sediments from each cm layer; samples from uppermost 0-5 cm depth were sub-sampled in 10 ml portions and samples from 5-10 cm depth were sub-sampled in 20 ml portions. The samples were preserved in 4 % formalin and stained with Rose Bengal. In the laboratory sediments were gently washed on a sieve with a mesh size of 45 μ m. All stained proto- and metazoans were sorted under a dissection microscope. Biomass of metazoan meiofauna was derived from measurements of body volume, a specific weight of 1.1, and carbon content of nematodes was calculated as 12.4 % of wet weight JENSEN (1984). Sediments for macrofauna analysis was turned up side down in order to separate fragile animals such as enteropneusts (cf. JENSEN et al., 1991), and the fauna was then concentrated on a sieve with a mesh size of 1 mm. The retained animals were preserved in 4 % formalin. The animals were sorted under a dissection microscope and their biomass is given as formalin wet weight, after blotting on filter paper.

RESULTS

Sediment characteristics

Regional sedimentation rates

High rates of clay and silt fractions ($< 63 \mu\text{m}$) are clearly accumulated in the IMPO-stations with max rates of about 18 cm per 1000 year at Sta. 489 (Fig. 2). This is in contrast to the findings in the EXPO-stations which all have rates of the finest fractions of only 6-8 % of above. The sedimentation rate of the sand fraction (63-2000 μm , mainly forams) is about 0.3-0.7 cm per 1000 year at the six stations with min value at Sta. 489 (Fig. 2).

Regional sediment composition

The sediments is holocene in age at the surface in all six stations, at EXPO-stations to 10 cm depth (Stas 532 and 519) and down to 18 cm depth at Sta. 476, opposed to IMPO-stations where the holocene column is several meter thick. The holocene sediment column is in all six stations mainly composed of clay varying from 52 % in the EXPO-stations and 73-77 % in the IMPO-stations. The sand fraction (pelagic forams mainly) is on the other hand a characteristic feature in the EXPO-stations with values between 26-30 %, opposed to the IMPO-stations with only 1-5 % of the sediments being sand. The silt fractions vary little between the six stations and comprise 23-30 % (Fig. 3).

Vertical grain-size distribution

The vertical distribution pattern down to 10 cm depth of each of four of the five grain size classes, i.e. $< 6.3 \mu\text{m}$, 6.3-20 μm , 63-125 μm and 125-2000 μm is separated

into regional groups related to the EXPO-stations and the IMPO-stations (Fig. 4 A-E). The vertical distribution pattern of the grain size class 20-63 μm is in all six stations rather similar down to 4 cm depth comprising 5-7 % (Fig. 4 C); the relative amounts of the 20-63 μm grain size class increase with increasing sediment depth in the EXPO-stations whereas it remains rather constant in the IMPO-stations. The rather un-changed vertical distribution pattern of the other grain size classes down to 10 cm depth is a rather striking regional feature of the IMPO-stations opposed to the distribution patterns in the EXPO-stations where the uppermost 2 cm of sediments have either a very low content (< 6.3 μm and 6.3-20 μm) or high content (63-125 μm and 125-2000 μm) compared to contents deeper down. Moreover, the vertical distribution of grain sizes in the latter stations show also the common feature that they have a rather tight distribution down to 8-10 cm depth, whereas the curves diverge strongly further downwards (Fig. 4 A-E). There appears, however, to be an accumulation of 63-125 μm grains, and partly also 125-2000 μm grains, in 4-10 cm depth at the EXPO-stations and a distinct increase in 4-6 cm depth in Sta. 489 (Fig. 4 D-E).

Water content

The water content of the sediments in the six stations is clearly separated into two regional groups, i.e. one group of sediments comprising the EXPO-stations with 40-60 % water in the uppermost 10 cm opposed to sediments from the IMPO-stations which have a water content of 60-75 % with highest values in Stas 489 and 504 (Fig. 4 F). The vertical distribution pattern of water in the sedi-

ments shows the trivial feature of highest values in the uppermost 2 cm and the content more or less decreasing with increasing depth; the sediments in Sta 468 are, however, unique having an almost un-changed water profile throughout the column down to 20 cm depth (Fig. 4 F).

Biological characteristics

Oxygen consumption and Chl. a content

Oxygen consumption differs almost by a factor six between stations, i.e. $0.9 \text{ ml O}_2 \times \text{m}^{-2} \times \text{h}^{-1}$ in Sta. 504 and up to $5.3 \text{ ml O}_2 \times \text{m}^{-2} \times \text{h}^{-1}$ in Sta. 532 ; other stations have values varying between $1.2\text{-}2.5 \text{ ml O}_2 \times \text{m}^{-2} \times \text{h}^{-1}$ (Table 2). Highest oxygen consumptions appear at the slope of the EXPO-stations.

Most Chl. a. values are between $31.0\text{-}33.2 \text{ mg} \times \text{m}^{-2}$; Stas 519 and 468 have slightly lower values, 24.2 and 28.2, $\text{mg} \times \text{m}^{-2}$, respectively (Table 2).

Hydrolytic activity

The enzymatic decomposition of organic material revealed a similar distribution pattern at Stas 532, 468, 489 and 504 (Fig. 5). Generally, hydrolysis rates were highest at the sediment surface and decreases with depth. However, for some of the stations (Stas 532 and 504) a subsurface stimulation of enzymatic activity is obvious. Relatively high enzymatic responses were measured at Sta. 476 revealing rates approximately 4 times higher as compared to other stations.

Meiofauna

The biomass values of the multicellular meiofauna organisms are for more than 95 % made up by nematodes and harpacticoid copepods. Biomass values of the unicellular meiofauna, i.e. calcareous and agglutinated forams are dealt with elsewhere. Meiofauna biomass values are generally higher in the IMPO-stations than elsewhere, i.e. $0.55-1.00 \text{ g WW} \times \text{m}^{-2}$ vs. $0.20-0.57 \text{ g WW} \times \text{m}^{-2}$ down to 10 cm depth (Table 4). This regional difference is also apparent when calculating mean body weight of nematodes, i.e. $152-448 \text{ ng C}$ vs. $72-119 \text{ ng C}$ (Table 3); the vertical distribution pattern of nematode biomass (Fig. 7) is also regionally different with highest values at the IMPO-stations. Harpacticoid copepods are most numerous in uppermost 0-1 cm layer in all stations with $10-24 \text{ ind.} \times 10 \text{ cm}^{-2}$, but they are distinctly different in their vertical distribution pattern, i.e. max depth of penetration in EXPO-stations is 2-4 cm opposed to 6-8 cm in IMPO-stations.

The biological characteristics of the nematode fauna were analyzed in detail (Figs 6-8, Table 3). The abundance of each 73 nematode species found down to 10 cm in the six stations were plotted in a matrix and an Euclidean cluster analysis was performed. The result shows two distinct faunal groups (Fig. 6) representing a regional separation in a left-hand faunal group of IMPO-stations and a right-hand faunal group of EXPO-stations. The IMPO-stations are primarily united by the presence of Rhabdodemanina sp. and Desmodora pilosa (both exclusively found in Stas 489 and 504), Acantholaimus elegans and Sabatieria sp. This is opposed to the EXPO-stations which

are inhabited by an abundant population of Pararaeolaimus rumohri (exclusively found there) and high abundances of many different desmoscolecids. A regional difference is also found in terms of species diversity (H') (Table 3), i.e. the species diversity of the EXPO-stations is higher than in the IMPO-stations, 4.63-4.86 bits vs. 4.49-4.57 bits. There appears no distinct regional differences in terms of number of nematode species and their abundances (Table 3).

The vertical distribution pattern of nematode abundances follows the trivial trend of decreasing numbers with increasing depth (Fig. 7). Nematodes occur at least down to 10 cm depth in the IMPO-stations and this is mainly due to the deep-dwelling Sabatieria sp. (S. pulchra group of species) (Fig. 8); the nematodes in the EXPO-stations penetrate down to only 5-8 cm depth. The vertical distribution pattern of Sabatieria sp. (Fig. 8) shows great differences in the abundances between EXPO- and IMPO-stations, but the population max is in all stations between 2-5 cm depth, most shallow in the EXPO-stations. The vertical distribution pattern of nematode biomass follows in general the same trend as the abundance pattern (Fig. 7). Main departures are found in Sta. 504 with an exceptional high value between 1-2 cm depth ($330 \mu\text{g C} \times 10 \text{ cm}^{-2}$) which is mainly due to the presence of the large Rhabdodemanina sp. with an adult weight of $3.4 \mu\text{g C}$; increase in the biomass in 4-5 cm sediment horizons in Stas 504 and 532 is due to the rather high abundances of the medium-sized Sabatieria sp. and Syringolaimus renaudae in Sta. 504 and the latter species in Sta. 532.

Macrofauna

Macrofauna biomass down to 10 cm depth (Table 4) varies between 13.06 g WW x m⁻² (Sta. 532) and 32.10 g WW x m⁻² (Sta. 468). The biomass values are heavily influenced by the presence of up to 4 specimens of the enteropneust Stereobalanus canadensis in a sample (1/4 m²) and which has an adult weight of about 2 g WW. When the biomass values of the enteropneusts are excluded there emerge a picture of biomass values varying only between ca. 1-2 g WW x m⁻² between the six stations. Some macrofaunal groups show distinct distribution patterns, e.g. sipunculans (Golfingia sp.), sponges and hydroids inhabit mainly the EXPO-stations and molluscs are mainly found in sediments of Sta. 476, opposed to pogonophors Siboglinum brevicephalum FLUGEL, 1991, Nereilinum murmanicum IVANOV, 1961 - and at least two other yet un-identified species - FLÜGEL, pers. comm) which exclusively are found in the IMPO-stations together with polychaetes which have their distribution center in Sta. 504 and echinoderms in Stas 519, 468, 489 and 504 (Table 4).

DISCUSSION

Advection and accumulation of pelagic material

It is evident - without applying statistical tests - that there is a pronounced advection of clay and fine silt particles from the EXPO-stations, opposed to an abundant accumulation of such grains in the IMPO-stations. Particles in the 20-63 µm size class appear to balance as regards to export and import in all six stations indicating that there is an almost equal advection and



accumulation of particles within that size class across the ridge. Results of preliminary bottom current measurements (RUMOHR, in prep.) strongly suggest that the prevalent high bottom current velocities across the EXPO-stations are induced by bottom topography, i.e. the results of a Taylor column effect (cf. BRECHNER and HOOG, 1980). This mechanism may explain the limited amount of fine material deposited on the southern slope and also explaining the great fallout of such particles on the top and opposite side of the ridge, i.e. the northern slope. As deduced from the abundant accumulation of pelagic material and high sedimentation rates in the IMPO-stations, the bottom area exporting this material must be much larger ($> 1000 \text{ km}^2$) than that one can calculate from the EXPORT-stations alone.

Biological activity

The biological communities across the ridge response in terms of oxygen consumption very different on the almost equal amount of sedimentated Chl. *a*. This can not be explained by observed regional differences in fauna composition, e.g. suspension and surface deposit feeding organisms predominant on the southern slope (e.g. hydroids, sponges and sipunculans) opposed to dominant infaunal worms (polychaetes, nematodes and pogonophors) on the northern slope (Table 4). Hydroids and sponges can be excluded from above correlation since their abundance is so low that they only sporadically or by chance may occur in a sample of about 75 cm^2 and deep-dwelling pogonophors are known to utilize oxygenated water from the surface only for their chemoautotrophic endosymbionts (SOUTHWARD, 1989), which altogether exclude them from above correla-

tion. Left are sipunculans which here occur in densities of up to 4 ind. \times 75 cm⁻² (see also ROMERO-WETZEL, 1987), small-sized polychaetes (cf. ROMERO-WETZEL, 1989 b) and nematodes. Further studies should prove their metabolic capacities, but it is also likely that the bacterial coats on biogenic structures (ALLER and ALLER, 1986; KÖSTER *et al.*, 1990) may have the key role in observed different oxygen consumption values. The vertical distribution pattern of hydrolytic activity in the sediments across the ridge is rather uniform and measureable down to 10 cm depth indicating a rather uniform break down of organic matter and biological activity in deep sediment horizons, too. The exceptional high hydrolyse rate in Sta. 476 throughout the sediment column down to 8 cm depth can not be correlated with any of measured parameters, and is so far open for interpretation whether it is due to samples with high bacterial activity or samples with macrofauna tissues containing enzymatic gland cells (cf. MAYER, 1989; KÖSTER *et al.*, 1990).

The nematode fauna showed in terms of assemblage structure and biomass a tight coupling with regional differences related to lateral advection and accumulation of fine material, i.e. EXPO-stations on the southern slope vs. IMPO-stations on the northern slope, respectively. This example stress the importance of separating the fauna in lowest possible taxon, i.e. species level (THISTLE and SHERMAN, 1985; TIETJEN, 1989) utilizing the information behind the fauna group in question as a tool to demonstrate the influence of physico-chemical parameters on the fauna. The nematode fauna in Sta. 489 (max. accumulation rate) and Sta. 504 are both closely related

to the fauna at the foot of the continental shelf at 970m depth (Sta. 70) the latter found unique by JENSEN (1988) However, RUMOHR (in prep.) have shown that the locality where Sta. 70 is situated is remarkable by its very high sedimentation rates of fine particles (from the shelf) comparable with the situation on the northern slope of the ridge. These observations, together with the specific occurrence of pogonophors in all these stations, lead us to conclude that there exist a fauna association on Vöring Plateau which specifically inhabits areas with high sedimentation rates of fine material, with a high organic carbon content (RUMOHR, in prep.), but independent of the mechanisms of sedimentation of pelagic material and water depth.

The depth distribution of the nematode and harpacticoid copepod fauna also shows a distinct regional difference which appears to be related with differences in pore water content from EXPO- and IMPO-stations, respectively; i.e. the pore water content in IMPO-stations is throughout the sediment column higher than 60 % and is inhabited by harpacticoid copepods and nematodes down to 6-8 cm and at least 10 cm depth, respectively, opposed to harpacticoid copepod and nematode fauna limited to 2-4 cm and 6-8 cm depth, respectively, in EXPO-stations where pore water content is 50-60 % in uppermost 6 cm of sediments and further decreasing with increasing depth. The oxygen concentration in the pore water also limits the vertical distribution of the fauna in the deep-sea (SHIRAYAMA and HOROHOSKI, 1982). Although we have not measured the oxygen profiles in the sediments we have unpublished results of Fe^{++}/Fe^{+++} measurements indicating that

the chemocline is mostly at about 10 cm depth; this is also in concordance with the biological observation that the bivalve with chemoautotrophic symbionts Thyasira sp. (cf. DANDO and SOUTHWARD, 1986) is situated in that depth (JENSEN et al., 1991). It is striking that the nematode Sabatieria sp. is the most abundant and deep-dwelling species of the three Sabatieria species occurring in all three stations. From an evolutionary point of view it is interesting that this Sabatieria species - related to S. pulchra group of species - is the inhabitant of the deep sediment horizons. It has been suggested (JENSEN, 1981) that the S. pulchra group of species are those in muddy sediments in meso- and euryhaline waters which exhibit the unique characteristic of being able to inhabit deep sediment horizons with very low oxygen concentration in pore water. The abundance and vertical distribution of present deep-sea Sabatieria species is thus in accord with observations from shallow waters although the water depth differs considerably. The observations indicate that this distributional pattern and consequently specific physiological nature of the S. pulchra group of species may be a general rule.

Comparing results of the nematode fauna in JENSEN (1988) and present study it is also evident that the abundance of surface-dwelling fauna is not sampled adequately with the large box corer as performed in JENSEN (1988), e.g. from the foot of the southern slope occurred 79 ind. $\times 10 \text{ cm}^{-2}$ vs. 203 ind. $\times 10 \text{ cm}^{-2}$ in uppermost 0-1 cm sediments as sampled with a multicorer (present study). This difference can not be ascribed to seasonal aspects but is most likely related to the well-known

bowe-wave effect created by box corers (cf. example in JENSEN, 1983). Moreover, results from present study also show that there is a distinct deep-dwelling fauna which only partly can be obtained by sampling uppermost 3 cm of sediments as performed in analyzing uni- and multicellular meiofauna organisms up to now in the SFB 313 projects. The deep-dwelling meiofauna may even contribute up to 25 % of the total meiobenthic biomass as shown too, in other deep-sea studies (SHIRAYAMA, 1984 b; TIETJEN et al., 1989).

Recent results of macrofaunal studies on Vöring Plateau (ROMERO-WETZEL, 1989 a; JENSEN, 1991; JENSEN et al., 1991) have also shown that largest animals - the burrowing enteropneust Stereobalanus canadensis and the tube-inhabiting anthozoan Cerianthus vogti - occur in sediment horizons at 6-10 cm depth and even deeper than 10 cm, respectively. The biology of the enteropneust is now being studied in detail (JENSEN et al., 1991). Preliminary results show that freshly sedimentated pelagic material (forams, coccolithophores and thecae of tintinnids) are lined along its burrow wall un-damaged in considerable numbers, and its fecal pellets - consisting of crushed pelagic material and clay particles - are deposited in large patches in the burrow system. Hence, both behavioural traits of this enteropneust cause a significant input of pelagic material into deep sediment horizons which may explain e.g. the distinct accumulation of grains larger than 63 μm in deep sediment horizons at the EXPO-stations (cf. Fig. 4 C-E). A detailed study of the deep-dwelling polychaetes Notomastus latericeus and Myriochele spp. and the sipunculan Golfingia sp. could also

reveal that some of them are responsible for a vertical particle transport down to 4-6 cm depth as parts of their diet or for tube-construction (cf. ROMERO-WETZEL, 1987, 1989 b; GRAF, 1989); increased local biological activity in that depth is evident as revealed by higher enzymatic decomposition of organic material.

Acknowledgements

Captain Papenhagen and his crew are acknowledged for the excellent stay onboard R/V Meteor. Laboratory assistance by Dr. T. Heeger, Mrs Carola Noji and Annette Schelz is highly appreciated. P.J. was guest scientist in SFB 313 during this study through a kind invitation from Prof. Dr. S.A. Gerlach and Prof. Dr. J. Thiede and with financial support from Deutsche Forschungsgemeinschaft.

REFERENCES

- ALLER J.Y. and R.C. ALLER (1986) Evidence for localized enhancement of biological activity associated with tube and burrow structures in deep-sea sediments at the HEBBLE-site, western North Atlantic. Deep-Sea Research, 33, 755-790.
- ALONGI D.M. and M. PICHON (1988) Bathyal meiobenthos of the Western Coral Sea: distribution and abundance in relation to microbial standing stocks and environmental factors. Deep-Sea Research, 35, 491-503.
- BARNETT P.B.O., J. WATSON and D. CONELLY (1984) A multiple corer for taking virtually undisturbed samples from shelf, bathyal and abyssal sediments. Oceanologica Acta, 7, 399-408.
- BATHMANN U.V., R. PEINERT, T. NOJI and B. von BODUNGEN (1990) Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. Progresses in Oceanography, XX, 000-000.
- BRECHNER W.O. and N.G. HOOG (1980) Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. Deep-Sea Research, 27, 1029-1045.
- CARMAN K.R., K.M. SHERMAN and D. THISTLE (1987) Evidence that sediment type influence the horizontal and vertical distribution pattern of nematodes at a deep-sea site. Deep-Sea Research, 34, 45-53.
- DAHL E., L. LAUBIER, M. SIBUET and J.-O. STRÖMBERG (1977) Some quantitative results on benthic communities of the deep Norwegian Sea. Astarte, 5, 61-79.

- DANDO P. and A.J. SOUTHWARD (1986) Chemoautotrophy in bivalve molluscs of the genus Thyasira. Journal of marine biological Association, United Kingdom, 66, 915- 927.
- DINET A. (1979) A quantitative survey of meiobenthos in the deep Norwegian Sea. Ambio Special Report, 6, 75-77.
- ENGELHARDT W. von (1964) Methoden der Sedimentuntersuchungen, Schweitzerbarth, Stuttgart, 303 pp.
- GRAF G. (1989) Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community. Nature, 341, 437-439.
- GRASHOFF K. (1976) Methods of seawater analysis. Verlag Chemie, Weinheim, 317 pp.
- JEFFREY S.W. and G.F. HUMPHREY (1975) New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c₁, and c₂ in higher plants, algae and natural phytoplankton. Biochem. Physiol. Pflanz., 167, 191-197.
- JENSEN P. (1981) Species, distribution and a microhabitat theory for marine mud-dwelling Comesomatidae (Nematoda) in European waters. Cahiers de Biologie Marine, 22, 231-244.
- JENSEN P. (1983) Meiofaunal abundance and vertical zonation in a sublittoral soft bottom, with a test of the Haps corer. Marine Biology, 74, 319-326.
- JENSEN P. (1984) Measuring carbon content in nematodes. Helgoländer Meeresuntersuchungen, 38, 83-86.

- JENSEN P. (1988) Nematode assemblages in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea. Deep-Sea Research, 35, 1173-1184.
- JENSEN P. (1991) Re-discovery of Cerianthus vogti Danielssen, 1890. A small anthozoan inhabiting an extended tube system deeply buried in the deep-sea sediments of the Norwegian Sea. Sarsia, XX, 000-000.
- JENSEN P., R. EMRICH, H. GOERKE and K. WEBER (1991) Biological, chemical and sedimentological aspects of burrowing traits of the deep-sea enteropneust Stereobalanus canadensis. Deep-Sea Research, XX, 000-000.
- KÖSTER M., P. JENSEN and L.-A. MEYER-REIL (1990) Hydrolytic activity associated with organisms and biogenic structures in deep-sea sediments from the Norwegian Sea. In: Proceedings of the First Workshop on Exoenzymes in Aquatic Environments,
- LAUBIER L. and M. SIBUET (1979) Ecology of the benthic communities of the deep North East Atlantic. Ambio Special Report, 6, 37-42.
- MAYER L.M. (1989) The nature and determination of non-living sedimentary organic matter as a food source for deposit feeders. In: The ecology of marine deposit feeders, G.R. LOPEZ, G.L. TAGHON, and J.S. LEVINTON, editors, Springer, New York, pp. 98-113.
- MEYER-REIL L.-A. (1987) Seasonal and spatial distribution of extracellular enzymatic activities and microbial incorporation of dissolved organic substrates in marine sediments. Applied Environmental Microbiology,

MEISCHNER D. AND J. RUMOHR (1974) A light-weight, high-momentum gravity corer for subaqueous sediments. Senckenberg marit., 6, 105-117.

PFANNKUCHE O. (1985) The deep-sea meiofauna of the Porcupine Seabight and abyssal plain (NE Atlantic): population structure, distribution, standing stocks. Oceanologica Acta, 8, 343-353.

PFANNKUCHE O. and H. THIEL (1987) Meiobenthic stocks and benthic activity on the NE-Svalbard shelf and in the Nansen Basin. Polar Biology, 7, 253-266.

ROMERO- WETZEL M.R. (1987) Sipunculans as inhabitants of very deep, narrow burrows in deep-sea sediments. Marine Biology, 96, 87-91 (1987).

ROMERO-WETZEL M.R. (1989 a) Branched burrow-systems of the enteropneust Stereobalanus canadensis (Spengel) in deep-sea sediments of the Vöring Plateau, Norwegian Sea. Sarsia, 74, 85-89.

ROMERO- WETZEL M.R. (1989 b) Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vöring Plateau (Norwegische See). Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313. Universität Kiel, 13, 1- 204.

SHIRAYAMA Y. (1983) Size structure of deep-sea meio- and macrobenthos in the Western Pacific. Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie, 68, 799-810.

SHIRAYAMA Y. (1984 a) The abundance of deep sea meiobenthos in the Western Pacific in relation to

environmental factors. Oceanologica Acta, 7, 113-121.

SHIRAYAMA Y. (1984 b) Vertical distribution of meiobenthos in the sediment profile in bathyal, abyssal and hadal deep sea systems of the Western Pacific. Oceanologica Acta, 7, 123-129.

SHIRAYAMA Y. and M. HORIKOSKI (1982) Vertical distribution of smaller macrobenthos and larger meiobenthos in the sediment profile in the deep-sea system of Suruga Bay (Central Japan). Journal of Oceanographical Society of Japan, 38, 273-280.

SHIRAYAMA Y. and D.D. SWINEBANKS (1986) Oxygen profile in deep-sea calcareous sediment calculated on the basis of measured respiration rates of deep-sea meiobenthos and its relevance to manganese diagenesis. La Mer, 24, 75-80.

SOUTHWARD A.J. (1989) Animal communities fuelled by chemosynthesis: Life at hydrothermal vents, cold seeps and in reducing sediments. Journal of Zoology, London, 217, 705-709.

THIEDE J., S.A. GERLACH and G. WEFER (1985) Sedimentation im Europäischen Nordmeer. Organisation und Forschungsprogram für die Zeitraum 1985-87. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, 1, 1-101.

THISTLE D. and K. SHERMAN (1985) The nematode fauna of a deep-sea site exposed to strong near-bottom currents. Deep-Sea Research, 32, 1077-1088.

TIETJEN J.H. (1984) Distribution and species diversity of deep-sea nematodes in the Venezuela Basin.

Deep-Sea Research, 31, 119-132.

TIETJEN J.H. (1989) Ecology of deep-sea nematodes from the Puerto Rico Trench area and Hatteras Abyssal Plain. Deep-Sea Research, 36, 1579-1594.

TIETJEN, J.H., J.D. DEMING, G.T. ROWE, S. MACKO and R.J. WILKE (1989) Meiobenthos of the Hatteras Abyssal Plain and Puerto Rico Trench: abundance, biomass and associations with bacteria and particulate fluxes. Deep-Sea Research, 36, 1567-1577.

WOODS D.R. and J.H. TIETJEN (1985) Horizontal and vertical distribution of meiofauna in the Venezuela Basin. Marine Geology, 68, 233-241.

ZAPTSEPIN V.I. and L.A. RITTIKH (1976) Quantitative distribution of macrobenthos in the Norwegian Sea and southern part of the Greenland Sea. Oceanology, 16, 397-400.

Sta.	Date	Coordinates		Depth	GIK no. §
	(1988)	Lat. (°N)	Long. (°E)	(m)	
476	21.8	67°39,2'	05°47,1'	1424	16068
532	30.8	67°40,4'	05°49,9'	1400	23024
519	27.8	67°41,4'	05°51,8'	1325	16055
468	19.8	67°44,1'	05°55,0'	1245	23004
489	23.8	67°46,5'	06°00,1'	1286	16054
504	25.8	67°48,3'	06°01,2'	1310	23328

Table 1. Station data across a deep-sea ridge in the Norwegian Sea (Meteor cruise 7.4). §) Registration number for the sedimentological samples in the Geological Institute, Kiel University, F.R.G.

	476	532	519	468	489	504
Oxygen consumption (ml O ₂ x m ⁻² x h ⁻¹)	1.4	5.3	2.5	1.2	1.8	0.9
± 1 SD	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.4
Chl. <u>a</u> (mg x m ⁻²)	32.3	33.2	24.2	28.2	33.2	31.0

Table. 2. Oxygen consumption (ml O₂ x m⁻² x h⁻¹) with standard deviation and Chl. a content (mg x m⁻²) down to 10 cm depth at six stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

	476	532	519	468	489	504
No. species	41	43	39	37	38	40
Abundance (No. 10cm ⁻²)	356	393	259	298	295	248
Mean body weight (ng C)	119	80	72	176	152	448
Diversity (H')	4.78	4.86	4.63	4.49	4.55	4.57
Evenness (J)	0.89	0.90	0.88	0.90	0.87	0.86

Table 3. Five biological characteristics of the nematode fauna down to 10 cm depth at six stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

	476	532	519	468	489	504	
MEIOFAUNA							
Nematoda	0.34	0.25	0.15	0.42	0.36	0.89	
Harpacticoid Copepoda	0.22	0.03	0.03	0.17	0.18	0.10	
Others ¹⁾	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	¹⁾ Mainly Kinorhyncha and soft-shelled Foraminifera
TOTAL (g WW m ⁻²)	0.57	0.29	0.20	0.60	0.55	1.00	
MACROFAUNA							
Polychaeta	0.24	0.16	0.23	0.70	0.12	1.14	
Mollusca	0.23	0.08	0.04	0.02	0.05	0.02	
Crustacea	0.01	0.04	0.24	0.26	0.02	0.09	²⁾ Mainly (y) fragments of Spongia and Hydrozoa and (x) Pogonophora and other un- identified worms
Sipunculida	0.66	0.58	0.88	0.00	0.02	0.00	
Echinodermata	0.34	0.20	1.00	1.12	1.00	0.85	
Enteropneusta	24.00	12.00	12.00	30.00	16.00	16.00	
Others ²⁾	0.00(y)	0.00(y)	0.00(y)	0.22(x)	0.47(x)	0.23(x)	³⁾ Enteropneusta were hand-picked from box corers
TOTAL (g WW m ⁻²)	25.48	13.06	14.39	32.10	17.21	18.10	

Table 4. Total biomass (g WW x m⁻²) of benthic fauna down to 10 cm depth retained on a 45 µm sieve (meiofauna) and on a 1 mm sieve (macrofauna -3) at six stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

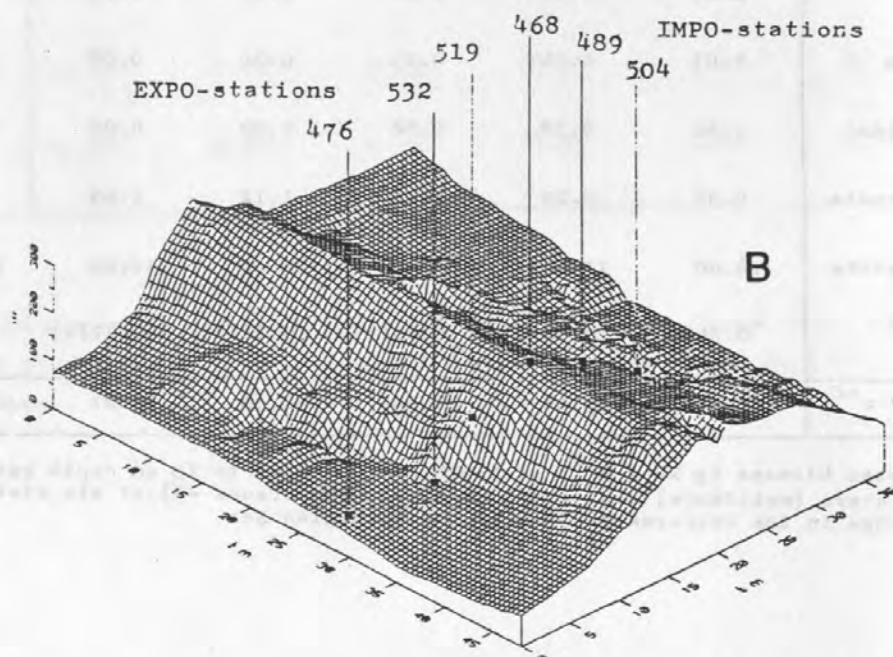
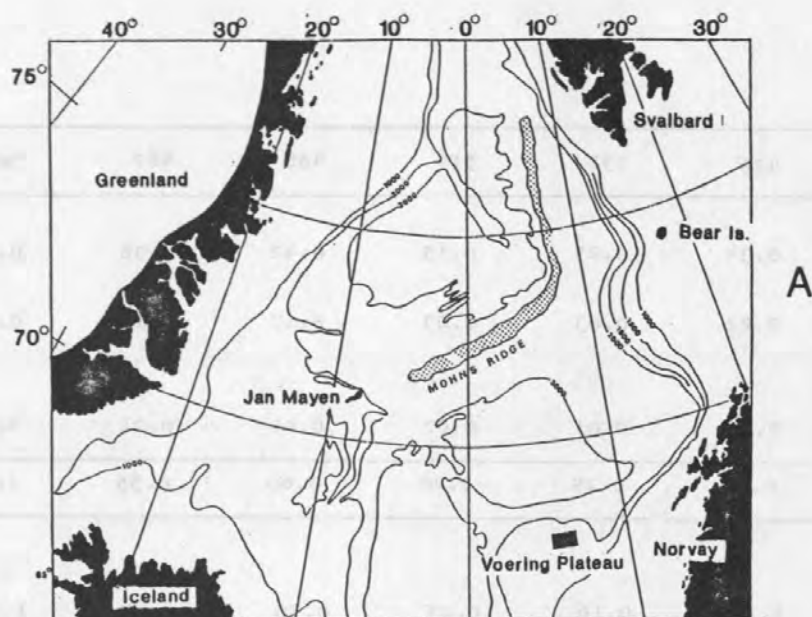


Fig. 1. A, Map of Vøring Plateau, Norwegian Sea with sampling area indicated; isobaths in meters. B, map of ridge with sampling stations. Stas 476, 532 and 519 are herein referred to as the EXPO-stations opposed to the IMPO-stations Stas 468, 489 and 504

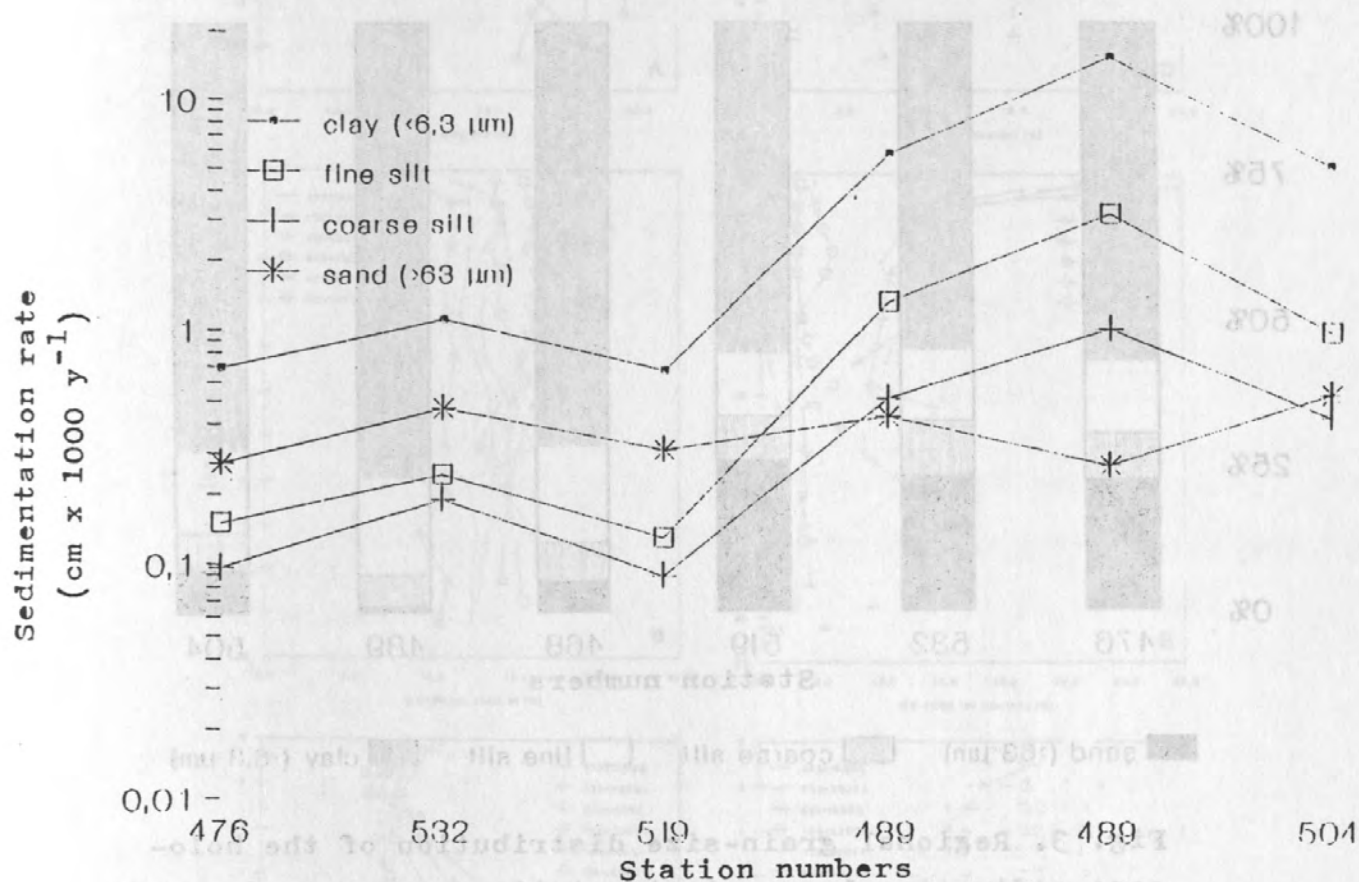


Fig. 2. Regional sedimentation rates (log scale) of the holocene sediment column at six stations across a deep-sea ridge in the Norwegian Sea. Mean values of 7-10 samples. For station data, see Table 1 and Fig. 1

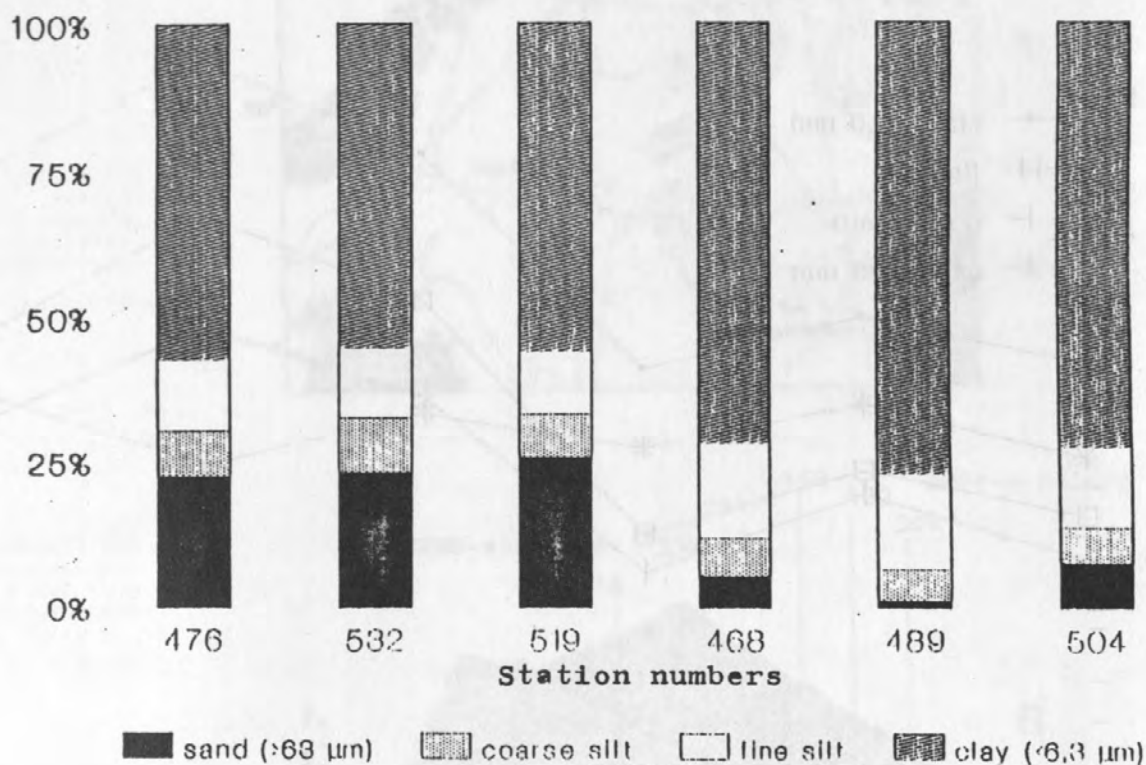


Fig. 3. Regional grain-size distribution of the holocene sediment column at six stations across a deep-sea ridge in the Norwegian Sea. Mean values of 7-10 samples. For station data, see Table 1 and Fig. 1

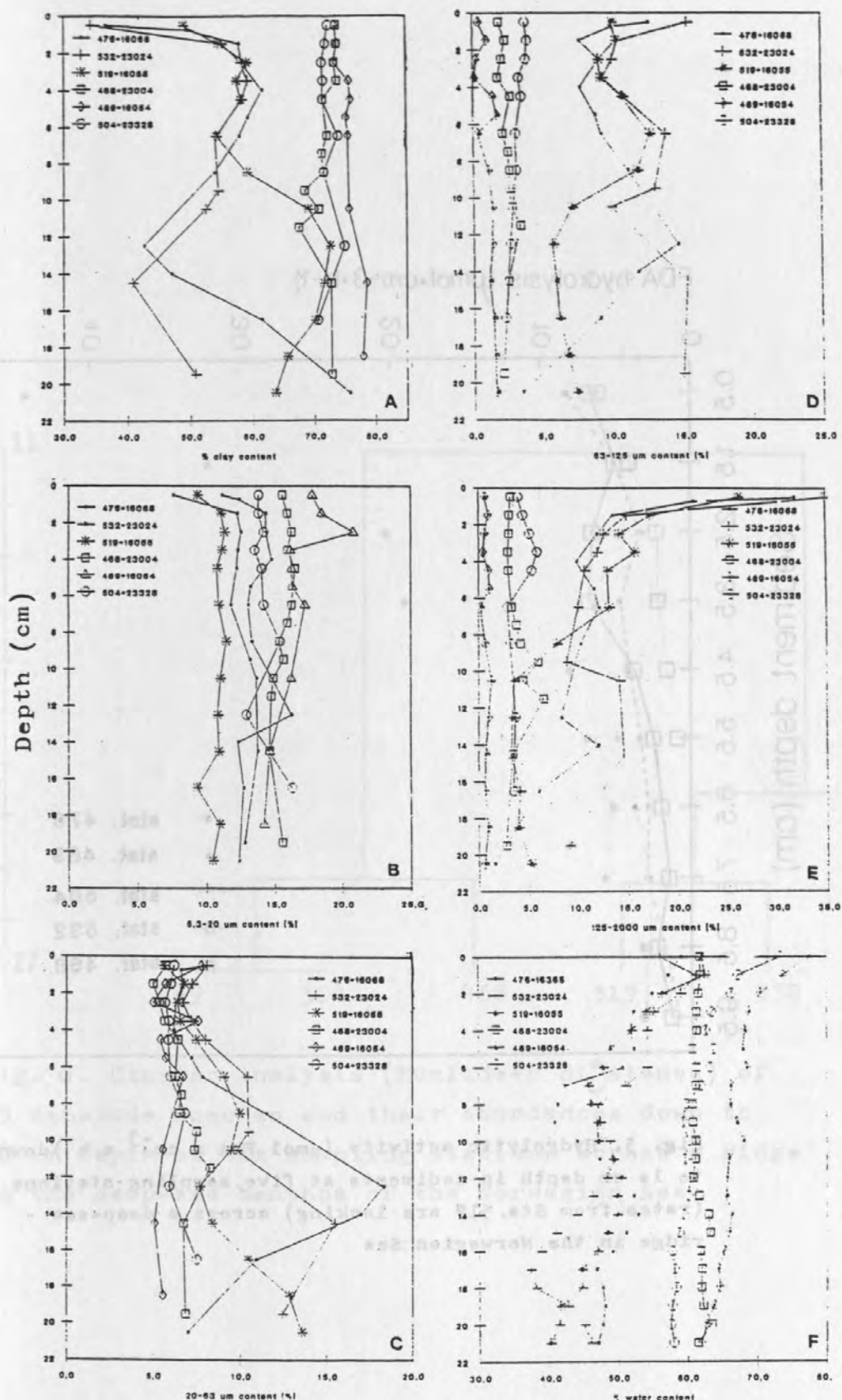


Fig. 4. Vertical distribution of five grain-size classes (<6.3 - $2000\ \mu\text{m}$) (A-E) and water content (F) down to 22 cm depth at six stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

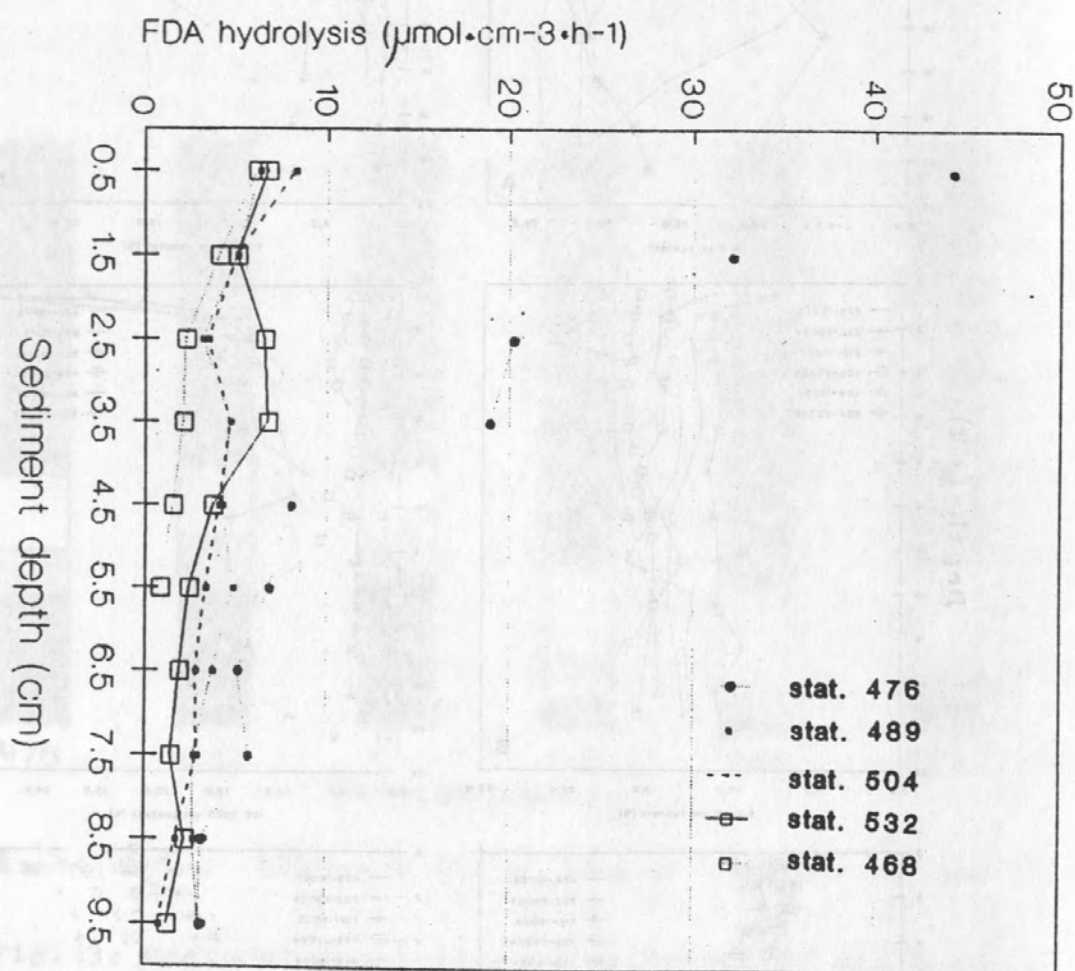


Fig. 5. Hydrolytic activity ($\mu\text{mol FDA} \times \text{cm}^{-3} \times \text{h}^{-1}$) down to 10 cm depth in sediments at five sampling stations (rates from Sta. 519 are lacking) across a deep-sea ridge in the Norwegian Sea

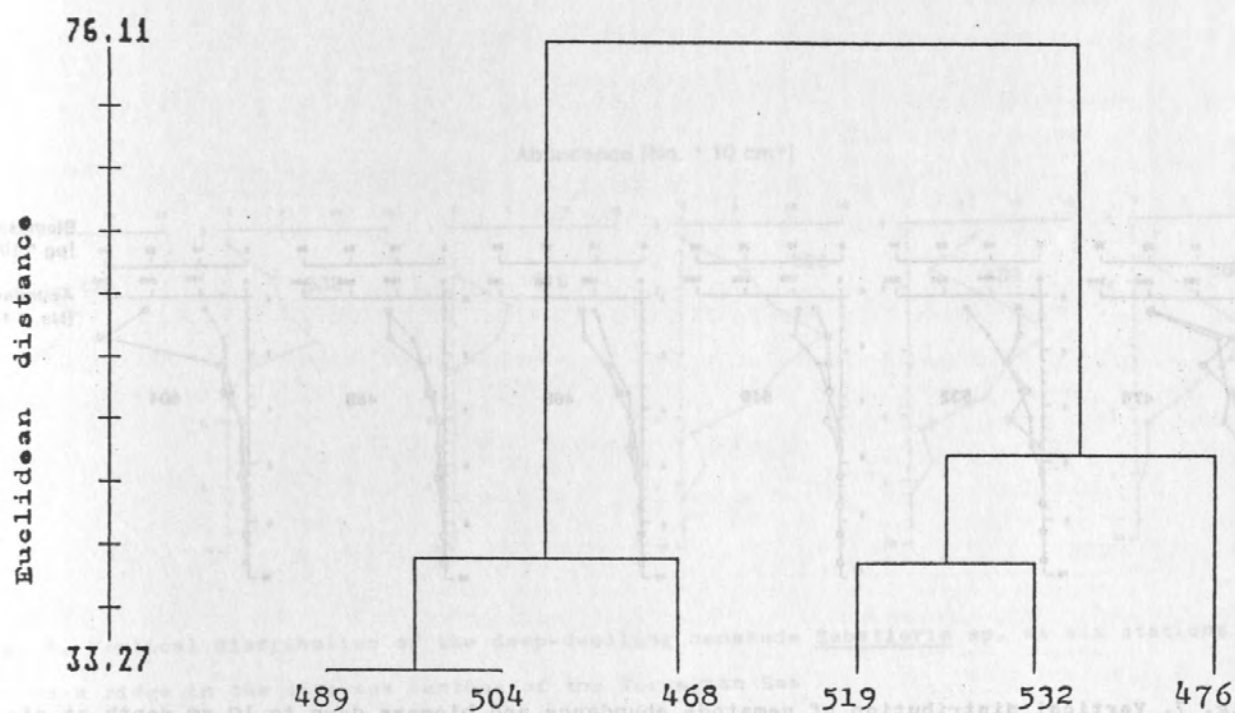


Fig. 6. Cluster analysis (Euclidean distance) of 73 nematode species and their abundances down to 10 cm depth at six sampling stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

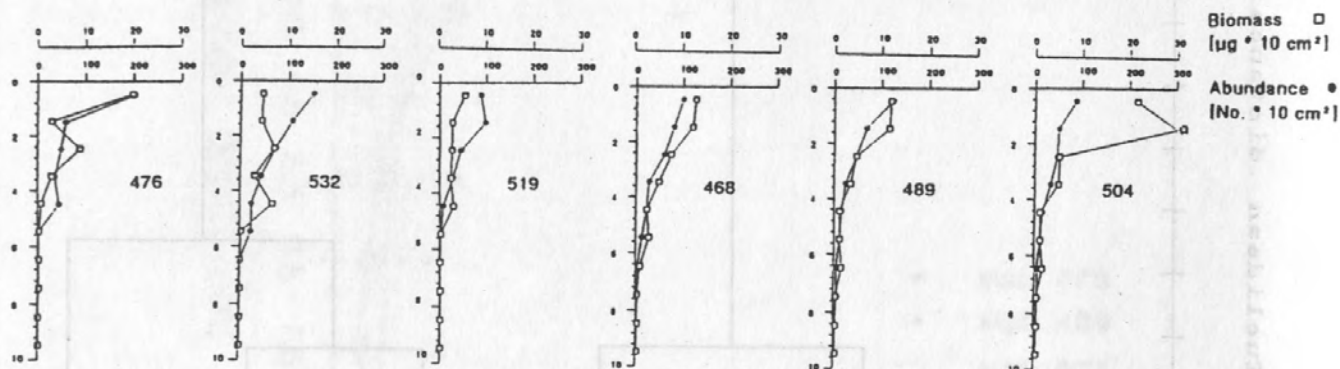


Fig. 7. Vertical distribution of nematode abundance and biomass down to 10 cm depth at six stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

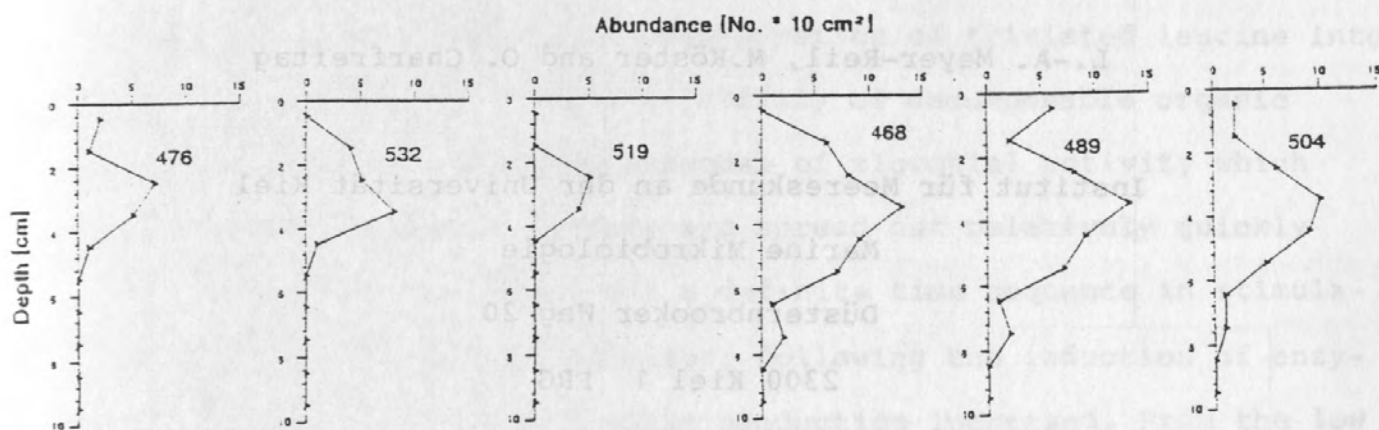


Fig. 3. Vertical distribution of the deep-dwelling nematode Sabatieria sp. at six stations across a ridge in the deep-sea benthos of the Norwegian Sea

Availability of Nutrients to a Deep-Sea Benthic Community:
Results from a Ship Board Experiment
II. Induction of Microbial Activities

L.-A. Meyer-Reil, M.Köster and O. Charfreitag

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

Marine Mikrobiologie

Düsternbrooker Weg 20

2300 Kiel 1 FRG

Abstract

Intact sediment cores from the Vøring-Plateau (Norwegian Sea) were incubated under simulated in situ conditions on board ship with and without the addition of natural aged detritus to follow the reaction of deep-sea benthic microbial communities to nutrient enrichment. In time course experiments concentration and enzymatic decomposition of organic material (using fluoresceindiacetate as a model substrate), total microbial number and biomass (epifluorescence microscopy) and microbial biomass production (incorporation of tritiated leucine into protein) were followed. The availability of decomposable organic material caused an immediate response of microbial activity which arose from the sediment surface and spread out relatively quickly into deeper horizons. There was a definite time sequence in stimulating microbial metabolic processes: following the induction of enzymatic activity, microbial biomass production increased. From the low incorporation of hydrolysis products into biomass it was concluded that during the early stage of decomposition, a high percentage of the organic material taken up by the microorganisms was respired. During the initial period of incubation metabolic processes were stimulated in the untreated "control" sediments. This "incubation effect" competed with the "feeding effect" caused by the enrichment with organic material.

Introduction

Distribution and activity of benthic microbial communities are governed by the supply with organic material (cf. Meyer-Reil 1983). This applies especially to microbial communities in deep sea sediments which are rather episodically supplied with organic material via sedimentation from the water column.

Models of organic matter diagenesis based on chemical measurements of the distribution of potential electron acceptors in pore water profiles indicate that most of the organic carbon entering the sediments is oxidized by oxygen and secondary oxidants at the sediment surface (e.g. Helder 1989; Murray and Kuivila 1990) although organic rich subsurface reaction layers have been detected (e.g. Jahnke et al. 1989).

Very little, however, is known about the metabolic processes in deep-sea sediments as well as about the organisms involved. In order to obtain a better understanding of the reaction of deep-sea benthic communities on the availability of organic material, a laboratory experiment was carried out in which intact sediment cores from the Vøring-Plateau (Norwegian Sea) were incubated under simulated in situ conditions on board ship with and without the addition of natural detritus. This experiment was part of an interdisciplinary research program. We report here on the reaction of the benthic microbial community on nutrient enrichment.

Materials and Methods

Sampling. Sediments were withdrawn using a multiple corer during a cruise with RV Meteor (7/4) on August 19, 1988, from a station located on the Vøring-Plateau (Norwegian-Sea; water depth 1,243 m; 67° 44' 1" N, 05° 55' 0" E). Whereas one set of 2 sediment cores was analysed immediately after sampling according to various chemical and microbiological parameters (cf. below), a total of 96 intact sediment cores was incubated under gentle aeration of the overlying bottom water at in situ temperature (-0.5°C) on board ship.

Food material, distribution. Natural planktonic and detrital material sampled from a water depth of 140 m was concentrated through a 20 μm plankton net. The material was suspended in surface water, heated to 100°C , homogenized with a teflon pistil and washed three times by centrifugation (10 min., 1,200 rpm; 0°C). Part of the material was frozen until analysis of particulate organic carbon and nitrogen (CHN Analyser Perkin-Elmer). After acclimatization of the sediment cores for 4 days, 5 ml aliquots of the natural "aged" organic material (equivalent to 200 mg of dry weight) were carefully pipetted on top of the sediment cores (surface area 78.5 cm^2). Whereas half the cores received the enrichment, the other half remained untreated serving as controls.

Sediment preparation. The time protocol of sacrificing the incubated sediments is summarized in Tab. 1. For analysis, one set of cores (generally 5) was removed, the bottom water was siphoned off, and the sediments were sliced in 1 cm intervals usually down to a depth of 8 cm. The corresponding horizons were combined and carefully mixed.

Protein. As a relative measurement for nutrient enrichment, concentrations of protein were analysed from the dried sediments according to the method of Lowry et al. (1951). To account for phenols, parallel analysis (5 determinations each) were run with and without the addition of copper (Rice 1982). Standard curves were prepared using bovine serum albumin (Boehringer Co.).

Hydrolytic enzymes. Mixed sediments were suspended 1:5 in filter-sterilized bottom water (0.2 μ m cellulose nitrate membranes; Sartorius Co.). Aliquots (500 μ l) were distributed in centrifuge tubes, and the enzymatic reaction was started by adding 10 μ l of fluoresceindiacetate (20 mg in 10 ml of acetone; Sigma Chemical Co.), a model substrate for following esterase activity. Assays were run in time-course experiments (duplicate samples) at close to in situ temperature (0-2°C). Generally, after 0.5, 1, 1.5, 2 and 3 h of incubation, 3 ml of filter-sterilized bottom water (0°C) was added, and the samples were centrifuged at 6000 rpm for 15 min at 0°C. The release of the the fluorescent dye was read in a spectrofluorometer (Kontron SFM 25; excitation 470 nm, emission 510 nm) against a standard of fluorescein (1 μ M). Enzymatic hydrolysis rates (μ mol of fluorescein released per cm³ of sediment per h) were extrapolated from the slope of the linear part of the activity curve calculated by linear regression. Correlation coefficients were significant at least on the 95% confidence level (for details of the use of fluorescein-dicetate in ecological studies cf. Köster et al. 1990).

Incorporation of ³H-leucine. As a relative measurement of bacterial biomass production, the incorporation of ³H-leucine in macromolecular cell material (Kirchman et al. 1985) was determined. 500 μ l aliquots

of the dissected and diluted sediments (cf. above) were incubated with 10 μ l of ^3H -leucine (0.5 μCi ; specific activity 950 mCi per mg), in time-course experiments (generally 4 incubation periods) at close to in situ temperature (0-2°C). At the appropriate times (usually between 1 and 6 h), the reaction was stopped by deep-freezing. After thawing, samples were processed by the extraction of macromolecular organic material using a mixture of NaOH (0.3 M), EDTA (12 mM) and SDS (0.05%; final concentrations). Following two centrifugation steps, the supernatants were combined, neutralized, and the macromolecular fraction was precipitated by TCA (5%) at 0°C. After filtration through 0.2 μm Nuclepore polycarbonate membranes, samples were washed with ice-cold TCA (5%) and ethanol (80%), dried and counted in a liquid scintillation counter. The sample treatment represents modification of the procedures published by Thorn et al. (1988) and Wicks and Robarts (1988). Bacterial incorporation rates of ^3H -leucine (nmol per cm^3 of wet sediment per h) were extrapolated from the slope of the linear part of the activity curves calculated by linear regression. For estimating bacterial biomass production, rates of leucine incorporation were divided by the proportion of leucine in protein (8.8%), the amount of protein in bacterial cells (50%), and the carbon content of the cells (50%).

Bacterial number, biomass. Total bacterial number and biomass were determined by epifluorescence microscopy as described by Meyer-Reil (1983). Very briefly, 500 μ l aliquots of the dissected and diluted sediments were fixed with formalin (2%) and stored until processing. For analysis, 9.5 ml of double distilled water was added, the samples were sonicated (Sonifier B12; Branson Sonic Power) three times at 50 W for 1 min following 30 sec brake in an ice bath. Subsamples were

diluted 1:100, and 500 μ l was filtered onto 0.2 μ m Nuclepore polycarbonate membranes, stained for 3 min with acridine orange (final concentration 1:10,000) and analysed by epifluorescence microscopy. At least 200 cells on two parallel preparations were counted. For biomass analysis, the size of at least 100 random chosen cells was determined according to an eyepiece graticule (New Porton G12; Graticules Limited, Kent). Biovolume was converted into bacterial carbon by using a conversion factor of 0.11 g C/cm³. The biomass of the total bacterial population followed from multiplying the mean biomass per cell by the the total number of bacteria in the corresponding sample.

Results and Discussion

From the rationale underlying the experiment, it could be expected that the enrichment with organic material led to a stimulation of benthic microbial activities. Beside this expectation which indeed could be confirmed by the experiment, however, specific questions arose the answering of which should help in a further understanding of the behaviour of deep-sea benthic microbial communities to nutrient enrichment. Among these questions, the following were regarded to be especially important: Are the methods applied sensitive enough to follow microbial reactions to nutrient enrichment? Do the measurements consider relevant microbial processes? What is the time scale of benthic microbial stimulation? Is there a sequence in stimulating microbial processes? How do "untreated" microbial communities behave under laboratory conditions? How relevant are the conclusions drawn from the experiment in order to characterize the behaviour of microbial communities in nature?

From the determination of the concentration of protein- a relative measure to follow nutrient enrichment- it becomes obvious that during incubation of the untreated sediment cores, concentrations of protein slowly increased. Whereas in the original sediment, protein was almost homogeneously distributed throughout the core, the incubation led to a stratification of protein revealing decreasing concentrations with increasing sediment depth. With prolonged incubation, protein decreased, and after 14 days the level measured in the original sediment was achieved with an almost homogeneous distribution of protein (Fig. 1). In the treated sediment, the supply with organic material caused a pronounced increase in concentrations of protein

with a maximum approximately 6 days after nutrient addition. The isopleth diagram (Fig. 1) revealed that the enrichment originated from the sediment surface and spread out relatively quickly down to a sediment depth of at least 8 cm. Compared to the original sediment, concentrations of protein increased almost three times. This demonstrates that the nutrient addition (110 μg of carbon per cm^2 of sediment) did not exceed natural concentrations by orders of magnitude. This adds at least some confidence to the natural relevance of the experiment.

The analysis of concentrations of organic material (protein) illustrates the impact of two different effects on the sediments. During the initial period of incubation (prior to nutrient addition), organic material accumulated in the untreated sediments for reasons that are not unequivocally explainable. Nutrients may be liberated by the lysis of organisms; the sampling itself or the conditions of incubation may stimulate microbial activity by the redistribution or activation of nutrients. In the following this effect will be referred to as "incubation effect". The addition of external organic material to one set of sediments caused a second enrichment referred to as "feeding effect". Without prior knowledge of the extent of the incubation effect, organic matter was supplied after an "acclimatization" period of 4 days. At this time the accumulation of organic carbon caused by the incubation effect reached its plateau (cf. Fig. 1). With prolonged incubation organic matter in the untreated sediments decreased. In the treated sediments, however, this decrease was compensated by the external organic matter supply. This means that at the date of nutrient addition, the incubation effect competed with the feeding effect.

As a measurement of the decomposition of organic carbon, enzymatic activity was determined by the hydrolysis of fluoresceindiacetate, a model substrate for following esterase activity (Schnürer and Rosswall 1982; Meyer-Reil 1990; Köster et al. 1990). Enzymatic activity rates in the untreated and treated sediments revealed patterns of variations similar to variations in organic material (cf. Fig. 2). During the initial period of incubation (prior to nutrient addition), hydrolytic activity increased about twice as compared to the original sediment. The increase was measurable throughout the whole sediment core. After 5 days of incubation enzymatic activity started to decrease in the untreated sediments, and after 7 days minimum values were measured. With prolonged incubation the enzymatic response remained relatively constant on a low level. In the sediments enriched with organic matter, enzymatic activity was further stimulated by the availability of decomposable organic material. 3 days after nutrient addition maximum decomposition rates were recorded. With prolonged incubation the enzymatic response decreased slowly, and after approximately 16 days the rates reached low values comparable to the enzymatic activity measured in the untreated sediments.

The enzymatic response of the untreated and treated sediments becomes especially obvious from isopleth diagrams (Fig. 3). The accumulation of organic material during the initial period of incubation (incubation effect) caused an immediate stimulation of enzymatic activity. In the sediments enriched with organic matter, the decrease in hydrolytic activity in the untreated sediments was compensated by a further stimulation caused by nutrient addition (feeding effect). From these observations it can be concluded that the benthic microbial community reacted immediately on the availability of organic

carbon by the induction of enzymes, the measurement of which is in turn a sensitive indicator of degradable organic matter.

Analysis of the incorporation of tritiated leucine into protein as a relative measurement of microbial biomass production (Kirchman et al. 1985) confirmed the pattern of variations observed for protein and hydrolytic enzymes in the untreated and treated sediments. During the initial period of incubation (prior to nutrient addition), leucine incorporation rates increased for a short period of time. Without an external nutrient supply, biomass production decreased in the untreated sediments. The enrichment of decomposable organic matter, however, led to a further stimulation of microbial biomass production in the treated sediments. Maximum values were recorded approximately 6 days after nutrient addition (Fig. 4). This illustrates that between maxima in concentration and enzymatic decomposition of organic matter and incorporation of hydrolysis products a time lag exists which can be expected taking into account the time sequence in stimulating metabolic processes (Kirchman et al. 1986).

In untreated and treated sediments parallel analysis of total microbial number and biomass was carried out by epifluorescence microscopy for a limited number of samples. Although some variations were observed, the data gave no indication of a significant increase in neither cell number nor biomass (Fig. 5). The microscopic image, however, indicated the presence of very few- compared to the average cell size- large-size cells in sediments supplied with organic matter. Their contribution to the total biomass, however, was not significant. The low percentage of active cells agrees with previous findings of Novitsky (1983), who found that generally less than 10%

of the total number of microorganisms in sediments were active in substrate turnover.

The observation that even in sediments supplied with organic material the increase in biomass was too low to be recorded in epifluorescence microscopy preparations, was confirmed by calculations of carbon production rates based on the incorporation of tritiated leucine in protein. Taking into consideration a sediment depth of 0 to 4 cm and the incubation period between August 23 and September 9 (cf. Fig. 4), microbial biomass production amounted to a maximum of 120 ng of carbon per cm^2 of sediment. Compared to the amount of carbon supplied to the sediments (110 μg per cm^2 of sediment) this means that in the range of 0.1% of the organic carbon was incorporated in microbial biomass. Even if one considers that 10% of the carbon supply was ready available for microbial metabolism, only 1% of the carbon was incorporated in biomass. Based on this unexpectedly low microbial biomass production, it may be hypothesized that- at least during the initial stage of organic matter decomposition- a high proportion of the organic matter was respired. In a later stage of decomposition, the incorporation of hydrolysis products in microbial biomass may become more important.

The data on enzymatic decomposition of organic material and microbial biomass production illustrate that when growth conditions change and the cells shift up from a slow to a faster growth rate, there is a definite time sequence in which rates of metabolic processes are stimulated. Initially the production of enzymes increases, and with a time lag microbial biomass production is stimulated. During the shift up of metabolic processes, growth becomes unbalanced

(Kirchman et al. 1986).

Conclusions

The activity of deep-sea benthic microbial communities is generally limited by the availability of decomposable organic material which only episodically enters the sediments via sedimentation from the water column. In order to obtain a better understanding of the reaction of microorganisms on the supply with organic material, intact sediment cores were incubated with and without the addition of natural detrital material under simulated in situ conditions on board ship. In time-course fashion sets of untreated and treated sediments were analysed for concentration and enzymatic decomposition of organic material, microbial number, biomass and production. From the results, the following important observations should be noted:

1. The availability of decomposable organic material caused an immediate stimulation of microbial activities which arose from the sediment surface and spread out relatively quickly into deeper sediment horizons.
2. Caused by the supply with organic material, there was a definite time sequence in stimulating metabolic processes. First, the production of enzymes increased followed by a stimulation of microbial biomass production as evidenced by the incorporation of tritiated leucine into microbial protein.
3. During the initial decomposition of organic matter, the incorporation of hydrolysis products into microbial biomass was very low. A high percentage of the organic material taken up by microorganisms is obviously respired.

4. Epifluorescence microscopy preparations suggest that only a very low percentage of the cells participated in substrate turnover.
5. During the initial period of incubation (prior to nutrient addition) metabolic processes in the sediments were stimulated for a short period of time. This "incubation effect" competed with the "feeding effect" caused by the addition of organic material.

Acknowledgements

Publication no. 115 of the Joint Research Program at Kiel University (Sonderforschungsbereich 313 der Deutschen Forschungsgemeinschaft). The authors are grateful to H. Held and M. Ehmcke-Kasch for valuable assistance.

Literature

- Helder, W. 1989. Early diagenesis and sediment-water exchange in the Savu Basin (Eastern Indonesia).
Netherlands J. Sea Res. 24, 555-572.
- Jahnke, R.A., S.R. Emerson, C.E. Reimers, J. Schuffert, K. Ruttenberg and D. Archer. 1989. Benthic recycling of biogenic debris in the eastern tropical Atlantic Ocean.
Geochim. Cosmochim. Acta 53, 2947-2960.
- Kirchman, D., R.E. Murray and R.E. Hodson. 1986. Rates of DNA and protein synthesis by heterotrophic bacteria in aquatic environments: a comparison between the thymidine and leucine approaches. In: Perspectives in Microbial Ecology (F. Megusar and M. Gantar, eds.), pp. 631-637. Slovene Society for Microbiology, Ljubljana.
- Kirchman, D., E. K. Nees and R. Hodson. 1985. Leucine incorporation and its potential as a measure of protein synthesis by bacteria in natural aquatic systems. Appl. Environ. Microbiol. 49, 599-607.
- Köster, M., P. Jensen and L.-A. Meyer-Reil. 1990. Hydrolytic activity associated with organisms and biogenic structures in deep-sea sediments from the Norwegian-Greenland Sea. Proceedings of the First Workshop on Exoenzymes in Aquatic Environments. Reitrain/München, in press.
- Lowry, O.H., N.J. Rosebrough, A.L. Farr and R.J. Randall. 1951. Protein measurement with the Folin phenol reagent.
J. biol. Chem. 193, 265-275.
- Meyer-Reil, L.-A. 1983. Benthic response to sedimentation events during autumn to spring at a shallow water station in the Western Kiel Bight. II. Analysis of benthic bacterial populations.
Mar. Biol. 77, 247-256.
- Meyer-Reil, L.-A. 1990. Ecological aspects of enzymatic activity in marine sediments. Proceedings of the First Workshop on Exoenzymes in Aquatic Environments. Reitrain/München, in press.
- Murray, J.W. and K.M. Kuivila. 1990. Organic matter diagenesis in the northeast Pacific: transition from aerobic red clay to suboxic hemipelagic sediments.
Geochim. Cosmochim. Acta 54, 59-80.
- Novitsky, J.A. 1983. Heterotrophic activity throughout a vertical profile of seawater and sediment in Halifax Harbor, Canada.
Appl. Environ. Microbiol. 45, 1753-1760.
- Rice, D.L. 1982. The detritus nitrogen problem: new observations and perspectives from organic geochemistry.
Mar. Ecol. Progr. Ser. 9, 153-162.

Schnürer, J. and T. Rosswall. 1982. Fluorescein diacetate hydrolysis as a measure of total microbial activity in soil and litter. Appl. Environ. Microbiol. 43, 1256-1261.

Thorn, P.M. and R.M. Ventullo. 1988. Measurement of bacterial growth rates in subsurface sediments using the incorporation of tritiated thymidine into DNA. Microb. Ecol. 16, 3-16.

Wicks, R.J. and R.D. Robarts. 1988. Ethanol extraction requirement for purification of protein labeled with ^3H leucine in aquatic bacterial production studies. Appl. Environ. Microbiol. 54, 3191-3193.

Table 1 Time protocol of analysing the incubated sediment cores.
Values in brackets relate to the number of cores analysed.

Date	Incubation time (days)	Time after feeding (days)	Sediment analysis	
			untreated	treated
Aug. 19			+ (2)	
" 22	3		+ (4)	
" 23	4	0		-feeding-
" 24	5	1	+ (5)	+ (3)
" 26	7	3	+ (5)	+ (3)
" 29	10	6		+ (3)
Sep. 2	14	10	+ (2)	+ (3)
" 8	20	16	+ (2)	+ (2)
" 12	24	20		+ (3)
" 13	25		+ (2)	

List of the Figures

- Fig. 1 Isopleth diagram of concentrations of protein equivalents ($\times 100 \mu\text{g}$ of bovine serum albumin per cm^3 of sediment) in untreated sediments (above) and sediments supplied with organic material (below). Arrow indicates the date of nutrient addition.
- Fig. 2 Variations of enzymatic activity rates as measured by the hydrolysis of fluoresceindiacetate in different horizons of untreated sediments (above) and sediments supplied with organic material (below). Arrow indicates the date of nutrient addition.
- Fig. 3 Isopleth diagram of enzymatic activity as measured by the hydrolysis of fluoresceindiacetate (μmol of fluorescein per cm^3 of sediment per h) in untreated sediments (above) and sediments supplied with organic material (below). Arrow indicates the date of nutrient addition.
- Fig. 4 Incorporation rates of tritiated leucine into microbial biomass in different horizons of untreated sediments (below) and sediments supplied with organic material (above). Arrow indicates the date of nutrient addition.
- Fig. 5 Microbial biomass in different horizons of untreated sediments (below) and sediments supplied with organic material (above). Arrow indicates the date of nutrient addition.

Fig. 1. Isotherms of concentrations of organic equivalents (x100 ug of organic matter per cm² of sediment) in untreated sediment (above) and sediment supplied with organic matter (below) on August 24. Arrow indicates the date of nutrient addition.

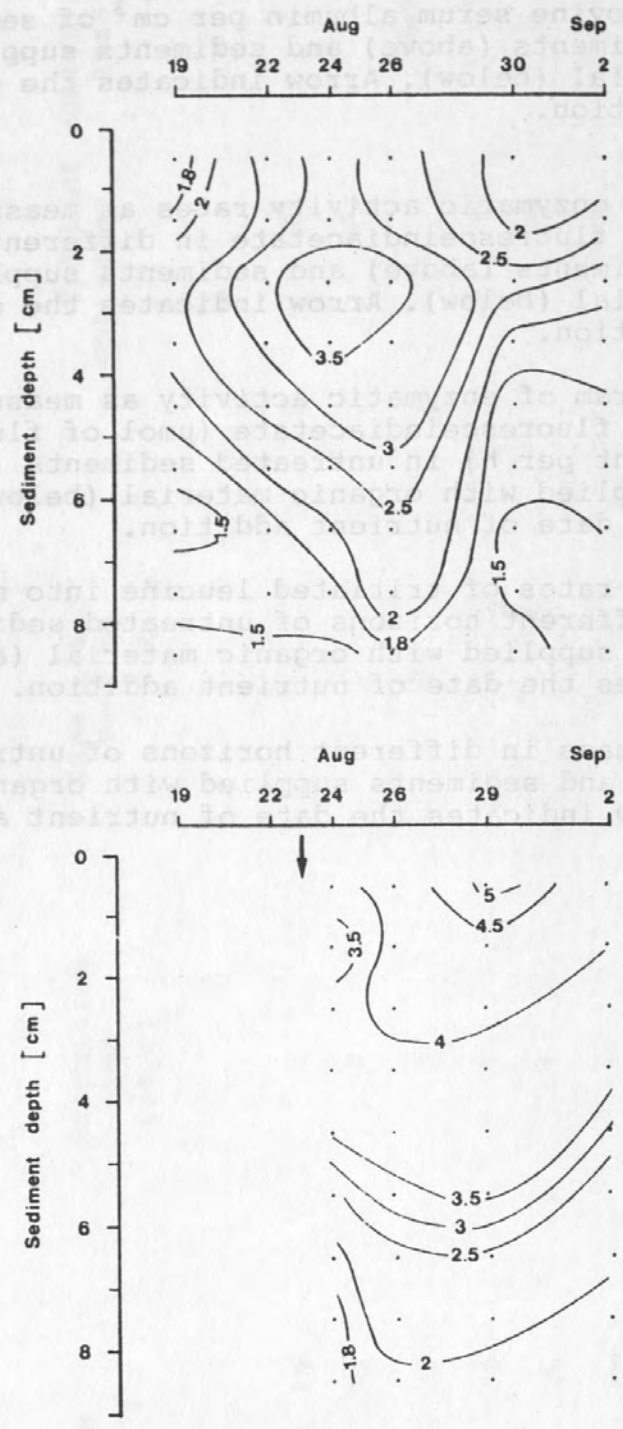
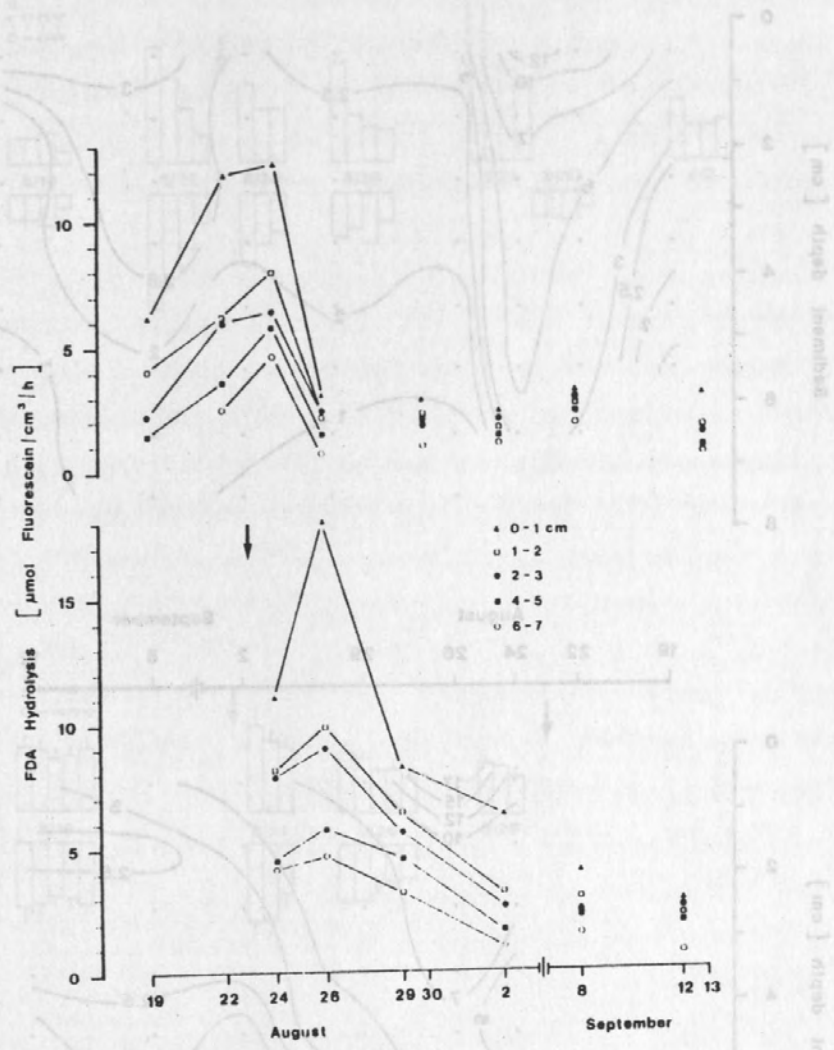


Fig. 2



2.04

Fig. 3

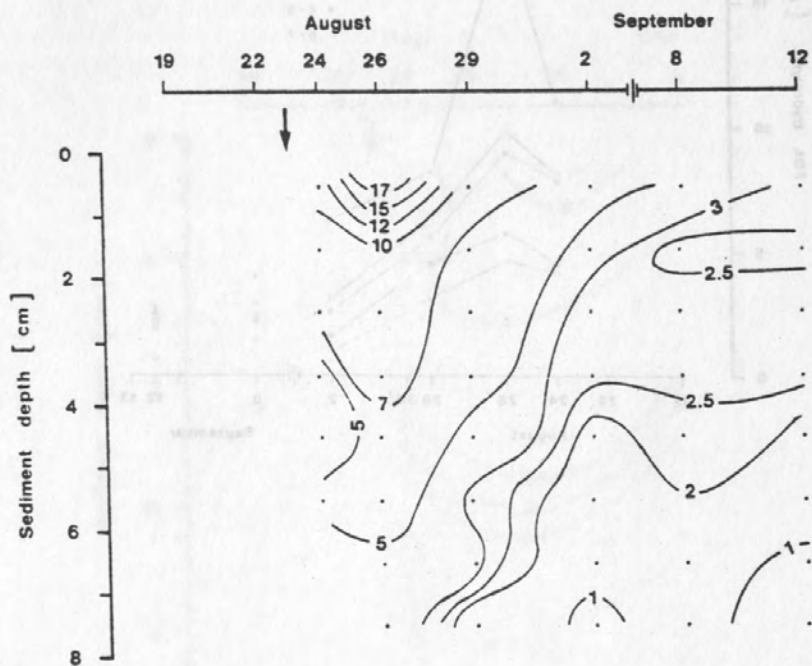
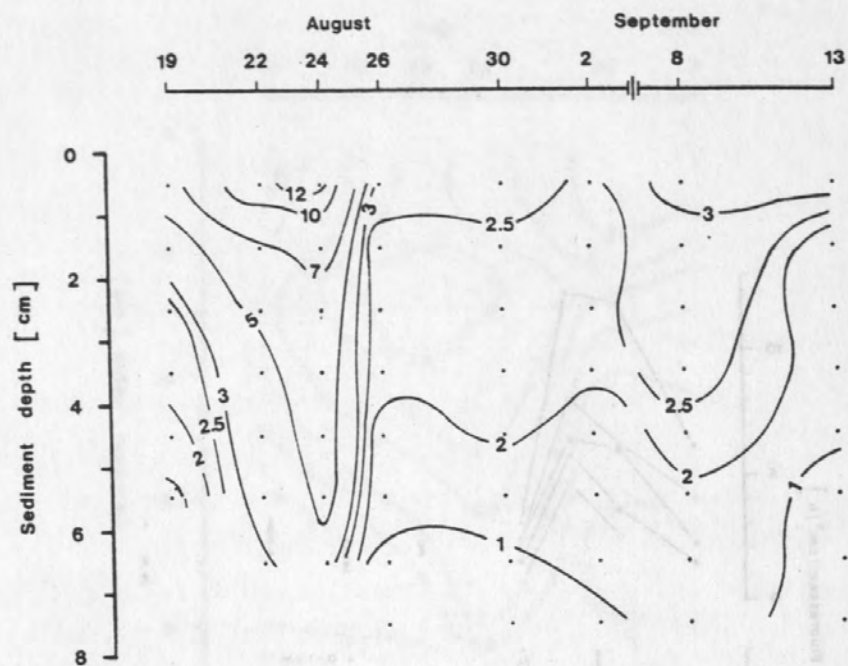


Fig. 4

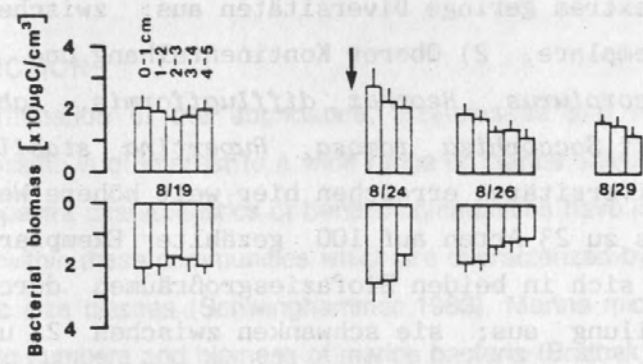
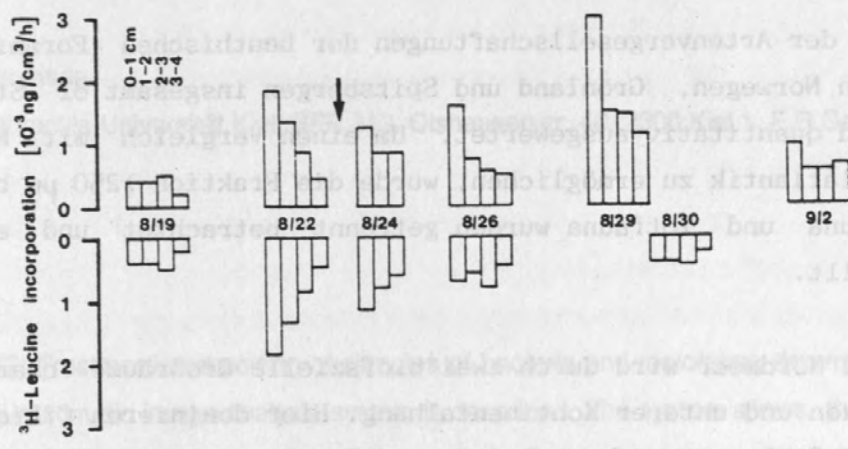


Fig. 5

Artenvergesellschaftungen der Benthosforaminiferen im
Europäischen Nordmeer

A. THIES, Geologisch-Paläontologisches Institut der CAU Kiel,
Olshausenstr. 40-60

Zur Erfassung der Artenvergesellschaftungen der benthischen Foraminiferen wurden zwischen Norwegen, Grönland und Spitsbergen insgesamt 81 Stationen qualitativ und quantitativ ausgewertet. Um einen Vergleich mit Material aus dem Zentralatlantik zu ermöglichen, wurde die Fraktion $>250\ \mu\text{m}$ bearbeitet. Lebendfauna und Totfauna wurden getrennt betrachtet und einander gegenübergestellt.

Das Europäische Nordmeer wird durch zwei biofazielle Großräume charakterisiert: 1) Becken und unterer Kontinentalhang. Hier dominieren *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Cribrostomoides subglobosum*, *Pyrgo murrhina* und *Crithionina hispida*. Sie erreichen 80-100% sowohl der Lebend- als auch der Totfauna. Das quantitative Bild der Totfauna wird jedoch stark durch massenhaftes Auftreten von *C. wuellerstorfi* bzw. *C. subglobosum*, und das Verschwinden von *C. hispida*, einer hochfragilen agglutinierenden Art, verzerrt. Diese Region zeichnet sich durch extrem geringe Diversitäten aus; zwischen 3 und 6 Arten auf 100 gezählte Exemplare. 2) Oberer Kontinentalhang und Schelf. Hier dominieren *Reophax scorpiurus*, *Reophax difflugiformis*, *Labrospira crassimargo* und fleckenhaft *Saccorhiza ramosa*, *Rupertina stabilis* und *Cibicides lobatulus*. Die Diversitäten erreichen hier weit höhere Werte als in den Beckenregionen; bis zu 23 Arten auf 100 gezählte Exemplare. Die Siedlungsdichten zeichnen sich in beiden Biofaziesgroßräumen durch eine extrem fleckenhafte Verteilung aus; sie schwanken zwischen 2 und 100 Individuen/10 cm², was z.T. durch das räumlich engbegrenzte Massenvorkommen der Suspensionsfiltrierer bedingt ist. Sowohl Zusammensetzung und Verbreitung der beiden Artengemeinschaften, als auch die Siedlungsdichten sind auf beiden Seiten des Europäischen Nordmeeres - der grönländischen und der norwegischen Seite - trotz unterschiedlicher hydrographischer Situationen identisch. Dieser Sachverhalt stützt die Hypothese, daß die Verbreitung der Benthosforaminiferen nicht von hydrographischen Bedingungen sondern von der Nahrungszufuhr abhängig ist.

NOTE

Treatment and sorting of samples for bacteria and meiofauna determinations from the same sediment-probe combined with a semi-automatic image analysis system for biomass estimations.

Laurenz Thomsen

Christian Albrechts Universität Kiel, SFB 313, Olshausenstr. 40, 2300 Kiel 1, F.R.Germany

ABSTRACT: Treatment and sorting of samples of bacteria and meiofauna determinations combined with a semi-automatic image analysis system is described. The system allows the enumeration and size measurement of stained bacteria and meiofauna from the same sample when changes in cell number, size classes and biomass are studied. An example of size spectra and biomass of bacteria and meiofauna sampled around a macrofauna zoobenthos tube inhabited by *Echiurus echiurus* is given. These samples from the German Bight depict greater biomass and changes in size classes of microorganisms inside the tube than in the ambient sediment.

INTRODUCTION

The determination of the abundance, size-classes and organic carbon-content of marine microorganisms is of interest to a wide range of marine scientists. The discovery and analysis of biomass spectra characteristics of benthic communities have led to considerable new insight into dynamics within these communities which are characterized by the distribution of biomass among logarithmic size classes (Schwinghammer 1983). Marine microbiologists expend much effort in determining numbers and biomass of marine bacteria (Bratbak 1985, Meyer-Reil 1988). Meiofauna ecologists are concerned with sizes, total counts and Corg.-content of natural samples (Gerlach 1978, Jensen 1985).

For example foraminiferal population dynamicists are concerned with foraminiferal sizes in relation to physiological and physical conditions and growth rates (Lutze 1965, Altenbach 1985, Linke 1986). Following the equation of allometric growth (Bertalanffy, 1960), a double logarithmic graph of test length compared to Corg. contents show a sufficient correlation, so the relation between test length and biomass can be computed (Altenbach 1987). Despite the importance of these parameters, there is no reliable method for their rapid estimation. In the case of nematodes and foraminifera, accurate measurements can be obtained but at the expense of many hours working with an eyepiece micrometer. In the case of smaller bacteria, accurate estimation of size, biovolume and Corg.-content is

hampered by their small size (Bratbak 1985, Meyer-Reil 1988). Automated image analysis has been used since the 1950's for counting and sizing a wide variety of objects but its use for the accurate estimation of biovolume and biomass of extremely small objects like sediment bacteria was prevented by limitations in both hardware and software. Automatic systems are unable to differ between fluorescent stained detritus and bacteria and the smallest bacteria were converted by only a few television picture elements (pixels), making its volume estimation inaccurate at best.

In this article a treatment and sorting of sample method is presented, which enables the rapid determination of bacteria and meiofauna from the same sediment sample with a new image-analysis system.

Treatment and sorting of samples

(Fig. 1): For bacteria and meiofauna determinations, 1cc samples were preserved onboard in 10 cc 2% buffered 0.2 μ m filtered formaline.

Bacteria:

In the laboratory a 1 cc subsample was sonicated (2x5 sec. 40kHz Branson sonifier 250) and diluted for bacteria estimations (final concentration 1:10 000). The bacteria were filtered onto Nucleopore filters (0.2 μ m pore size; prestained with Sudan black), stained with acridine orange, and counted by epifluorescence microscopy (Zeiss "Standard" fluorescence-microscope). For biovolume estimations photographs of each probe were taken (Kodak Ektachrome film ASA 400). The sizes of 100 to 200 bacteria from each sample were measured by projecting the slides with a film-video processor (TAMRON-fotovix) onto the computer screen of the image analyzer.

Meiofauna

Soft meiofauna:

After the remaining subsamples of the dilution series had been returned to the original sample. The samples were stained with Rose Bengal and the soft meiofauna was extracted from the sediment with a Ludox (d 1.39) density separation (described by de Jonge and Bouwmann 1977). The extracted meiofauna samples were washed on a 40 μ m mesh sieve for biovolume and biomass estimations and sorted under a dissecting microscope (Wild M8) which was connected to the image analyzer with a video camera (Panasonic).

Foraminifera: The remaining sediment sample was carefully washed with alcohol and dried. Then another density separation with Calcium Bromide (d 1.65) (described by Thomsen 1990) was made to separate the foraminifera from the sediment by flotation, decantation and filtration. These foraminifera samples were washed on a 20 μ m mesh sieve, dried and sorted under a dissecting microscope connected to the image analyzer for biovolume and biomass estimations with a video system.

The Image analysis system:

The system consists of an Atari 1040ST computer, an Atari Genlock system, a Panasonic high performance video camera, a Zeiss "Standard" fluorescence-microscope with integrated camera

system (for bacteria slides), a TAMRON film-video processor (for bacteria slides) or a Wild dissecting microscope (for meiofauna). Video-pictures of the images from the microscope were transferred from the camera or the slide converter to the Atari computer with the Genlock system by creating a camera-like video picture of the sample on the computer monitor (Fig. 2). The software developed for the biomass estimations uses the pulldown windows and mouse commands typical of an Atari application. The basic functions of analysing the objects on the computer screen are accomplished using 'push buttons' on the Atari screen. The program is written in 'C' language.

Measuring:

After the image analysis system is switched on, the computer program starts with a manually entered calibration routine that allows calculation of a given distance in nanometers, micrometers or millimeters, a value which is used by the program to convert distance data to scaled numbers. The Genlock system transfers the video picture of the sample onto the computer screen, where the manual measurements are made by drawing the lines of length and width of the image with the computer-mouse. With the data, the computer calculated length, width, volume and length-to-width ratio of the measured objects. Based on the estimation of the volume from body length, wet weight and biomass of the measured object was calculated by the computer. A problem arose that the smallest bacteria were found to occupy too few pixels on the computer-screen to allow a proper measurement. This was solved with magnification by the film-video processor. Thus a sphere of $0.5\mu\text{m}$ diameter occupied approximately 30 pixels. The introduced background noise and blooming of the objects was suppressed by using "wrong-colours". For those foraminiferal species with already calculated allometric relation between test length and biomass (Altenbach 1985) only the maximum test length was measured. The entire data file was transferred into a statistical analysis and graphic-presentation program. Tab. 1 shows the formulae that were used to calculate volume and biomass data. The accuracy of the image-analysis-system was tested by comparison of manufacturer's stated sizes of 4 fluorescent microsphere size-classes compared to their sizes as determined using the computer system. Some 150 fluorescent spheres of each size were analysed with the image-analysis-system. The results of the sizings are presented in Table 2. For the spheres with diameters of 1.73, 0.73 and $0.57\mu\text{m}$, the image-analysis-system estimated diameters, volumes and Corg-contents within 6% of the mean values as stated by the manufacturers. Standard deviations were similar for the manufacturer's size specifications and the image-analysis-system. Spheres of $0.21\mu\text{m}$ diameter were overestimated in diameter by 10%, in volume by 60% and in Corg.-content by 56%.

Case study:

During "R.V. Poseidon" cruise 146-4 to the German Bight sediment samples around a macrofauna zoobenthos tube inhabited by *Echiurus echiurus* were collected radially outward from the tube at 1 cm depth intervals with small cut syringes. Fig. 3 depicts the difference between the logarithmic size spectra of bacterial biomass inside the tube compared with those in the ambient sediment in a depth

of 5cm. In comparison to the surrounding sediment the distribution of biomass size classes of bacteria inside the tube shift to higher values.

Inside the tube peak biomass occurred in the $3.2\text{--}5.6 \cdot 10^{-5} \text{ ng} \cdot \text{Ind}^{-1}$ size class. Bacteria of the $1\text{--}3.2 \cdot 10^{-5} \text{ ng} \cdot \text{Ind}^{-1}$ size class dominated in the ambient sediment. Inside the tube bacterial carbon was approximately 70 to 80% of the total bacterial and meiofauna biomass with lower values in the ambient sediment where the total bacterial biomass decreased rapidly (Fig. 4). Foraminifera dominated the meiofauna biomass inside the tube and in the ambient sediment. Contribution of Nematode-carbon was about 1-5% of the total living carbon.

With the system described, the measuring and statistical evaluation of e.g. 100 bacteria, 100 foraminifera and 100 nematodes was possible in about 4 hours. The precision represents a considerable improvement compared with manual procedures.

The treatment and sorting of one sample as well as the image analysis is a promising tool for enumeration and size measurement of stained bacteria and meiofauna when changes in cell number, size classes and biomass are studied. With the computer-system, images down to $0.5 \mu\text{m}$ effective diameter can be analysed precisely. This lower size limit is the result of both the limit of resolution of the light microscope, and the relation between pixel size and object size. For accurate sizing, objects must be covered by several pixels.

This study was supported by the 'Deutsche Forschungsgemeinschaft'. This is publication no. x of the Sonderforschungsbereich 313, Kiel University. I thank Dr. A. Altenbach and Dr. G. Graf for helpful criticism of the manuscript and to P. Neumann for contributing consultations on "C".

Literature cited.

- Altenbach, A.V. (1985). Die Biomasse von benthischen Foraminiferen: PhD. thesis, Kiel University
- Altenbach, A.V. (1987). The measurement of organic carbon in Foraminifera. *J. Foram. Res.* 17: 106-109
- Andrassy, I. (1956). Die Rauminhalt- und Gewichtsbestimmung der Fadenwürmer (Nematoden). *Acta zool. Hung.* 11: 1-5
- Bertalanffy, L. von (1960). Principles and theory of growth. In: Nowinski, W.W. (ed.) *Fundamental aspects of normal and malignant growth*, Amsterdam
- Bjørnsen, P.K. (1986). Automatic determination of bacterioplankton biomass by image analysis. *Appl. Environ. Microbiol.* 51: 1199-1204.
- Bratbak, G. (1985). Bacterial biovolume and biomass estimations. *Appl. Environ. Microbiol.* 48: 755-759
- Cammen, L.M. (1982). Effect of particle size on organic content and microbial abundance within four marine sediments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 9: 273-280

- De Jonge, V.N., Bouwman, L.A. (1977). A simple density separation technique for quantitative isolation of meiobenthos using colloidal silica Ludox-TM. *Mar. Biol.* 42: 143-148
- Gerlach, S. A. (1978). Food-chain relationships in subtidal silty sand marine sediments and the role of meiofauna in stimulating bacterial productivity - *Oecologia* (Berl.) 33: 55-69
- Jensen, P. (1984). Measuring carbon in nematodes. *Helgol. Meeresunters.* 38: 83-86
- Linke, P. (1986). Biomasse und Stoffwechsel-Leistungen benthischer Foraminiferen. M.Sc. thesis, Kiel University
- Lutze, G.F. (1965). Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. - *Meyniana* 15: 75-142
- Meyer-Reil, L.-A. (1988). Bakterien in Sedimenten der Kieler Bucht: Zahl, Biomasse und Abbau von organischem Material. Habil. thesis, Kiel University
- Murray, J.W. (1973). Distribution and ecology of living benthic Foraminifera. London
- Schwinghammer, P. (1983). Generating ecological hypotheses from biomass spectra using causal analysis: A benthic example. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 13: 151-166.
- Thomsen, L. (1989): Bakterien und Meiofauna in Gangsystemen der Makrofauna. In: Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Vol. 19, Methodische Ansätze zur Biomassenbestimmung mittels biochemischer Parameter und der computergestützten Bildanalyse, pp. 1-155
- Wieser, W. (1960). Benthic studies in Buzzard Bay II. The meiofauna. *Limnol. Oceanogr.* 5: 121-137.

Sediment samples: 2% buffered 0.2µm filtered formalin

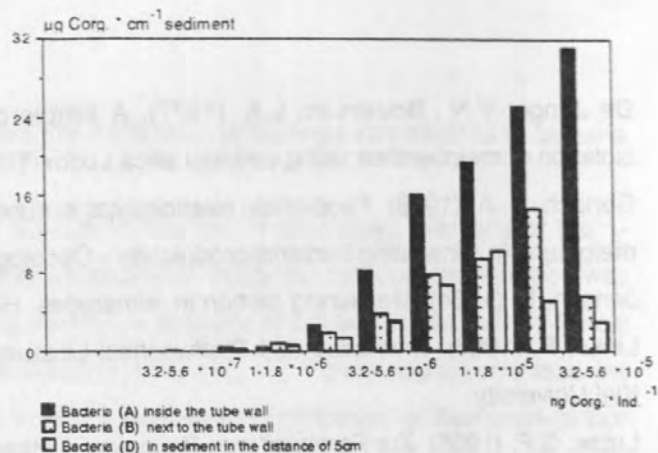
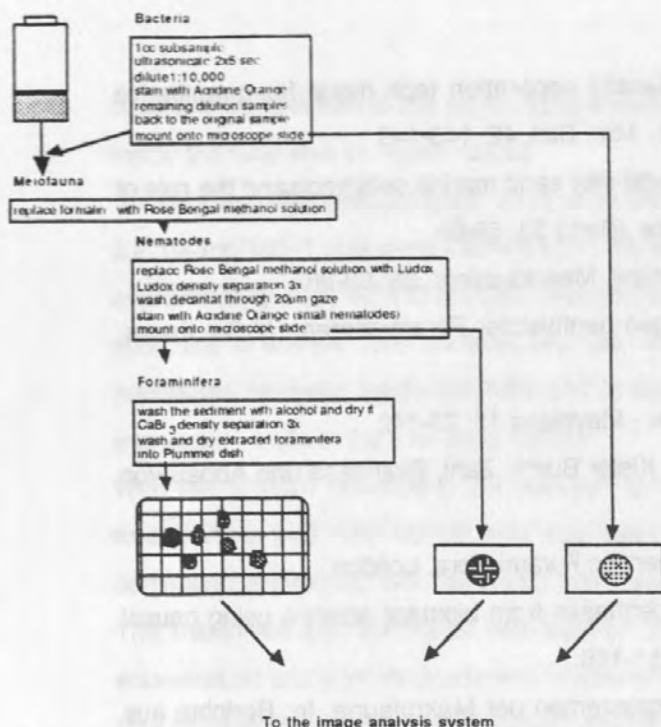


Fig. 1: Treatment and sorting of samples

Fig. 2. The image analysis system

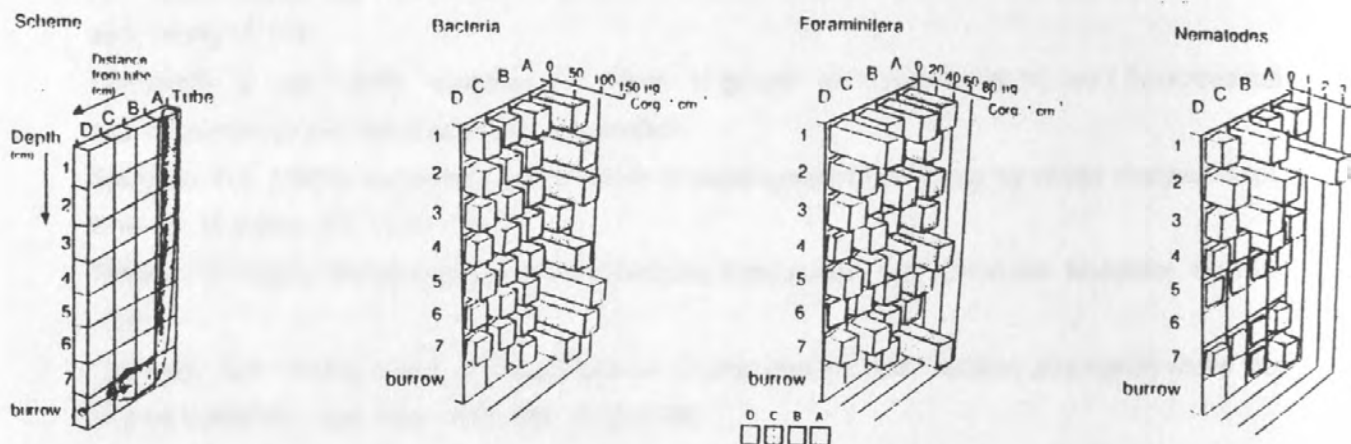


Fig. 4. Biomass of bacteria and meiofauna in µg Corg. cm⁻³ sediment inside (A) the tube of Echiurus and in the ambient sediment (B,C,D)

Tab. 1. Summary of volume and biomass formulae used for biomass estimations

Bacteria

A: length/width >2 B: length/width <2

$$A: \text{Volume} = (\pi/4) \cdot \text{width}_{\mu\text{m}}^2 \cdot (\text{length}_{\mu\text{m}} - \text{width}_{\mu\text{m}}/3)$$

$$B: \text{Volume} = (\pi/6) \cdot \text{length}_{\mu\text{m}} \cdot \text{width}_{\mu\text{m}}^2$$

$$1 \text{ Corg}_{\text{ng}} = 0.11 \cdot \text{volume} \cdot 10^{-6}$$

Nematoda

$$2 \text{ Volume}_{\text{nl}} = \text{length}_{\mu\text{m}} \cdot \text{width}_{\mu\text{m}}^2 / 16 \cdot 10^5$$

$$3 \text{ wet weight}_{\mu\text{g}} = \text{volume}_{\mu\text{l}} \cdot 1.1$$

$$4 \text{ Corg}_{\text{ng}} = \text{wet weight}_{\mu\text{g}} \cdot 10^3 / 8$$

Foraminifera

$$\text{Volume}_{\mu\text{m}^3} = \pi/6 \cdot \text{length}_{\mu\text{m}} \cdot \text{width}_{\mu\text{m}}^2$$

$$5 \text{ Volume}_{\mu\text{m}^3} = \pi/6 \cdot \text{width}_{\mu\text{m}} \cdot \text{length}_{\mu\text{m}}^2$$

$$\text{Volume}_{\mu\text{m}^3} = \pi/12 \cdot \text{length}_{\mu\text{m}} \cdot \text{width}_{\mu\text{m}}^2$$

$$6 \text{ Corg}_{\text{ng}} = (\text{volume} \cdot 0.06) \cdot 1000$$

Formula of allometric relation between test-length and Corg. contend f.e. *Elphidium excavatum*

$$7 \text{ Corg}_{\mu\text{g}} = 0.5456 \cdot 10^{-5} \cdot \text{maximum test length}^{1.77}$$

1 Meyer-Reil 1988

5 Murray 1973

2 Andrassy 1956

6 Altenbach 1985

3 Wieser 1960

7 Altenbach 1985

4 Jensen 1984

Tab. 2 Accuracy of the image analysis system on bacterial sized objects. Comparison of manufacturer's stated sizes of 4 fluorescent microsphere size-classes compared to their sizes as determined using the computer system.

	Diameter (μm)	Vol. (μm ³)	Corg. (ng)
Manufacturer's size			
Mean	0.21		
SD	0.03	0.005	5.141E-10
Image-analyzer			
Mean	0.23	0.008	8.025E-10
SD	0.03	0.003	3.138E-10
% Rel. error	9.52	60.00	56.20
Manufacturer's size			
Mean	0.570	0.097	1.030E-08
SD	0.020		
Image-analyzer			
Mean	0.575	0.100	1.056E-08
SD	0.027	0.014	1.480E-09
% Rel. error	0.90	3.09	2.82
Manufacturer's size			
Mean	0.73	0.204	2.162E-08
SD	0.02		
Image-analyzer			
Mean	0.742	0.215	2.278E-08
SD	0.023	0.021	2.200E-09
% Rel. error	1.64	5.37	5.37
Manufacturer's size			
Mean	1.74	2.758	2.923E-07
SD	0.05		
Image-analyzer			
Mean	1.716	2.665	2.825E-07
SD	0.087	0.413	4.400E-08
% Rel. error	-1.38	-3.37	-3.35

% Rel. error = (Measured mean - Manuf. mean) x 100/Manuf. mean

Der übergeordnete Forschungsschwerpunkt im Teilprojekt A4 "Chemische Flüsse durch die benthische Grenzfläche" im ersten Antragszeitraum 1988-1990 lag in der Identifikation von Nährstoffkreisläufen, die für die paläo-ozeanographische Rekonstruktion von Nährstoffkreisläufen geeignet sind. Hierzu wurden durch organische, anorganische und radiochemische Untersuchungen sowie mineralogische, petrographische und geochemische Untersuchungen

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

TEILPROJEKT A4

von der Wassersäule bis in die tieferen Sedimentschichten verfolgt. Ein weiterer Schwerpunkt lag in der Entwicklung einer Datierungsmethode für karbonatreiche bzw. -arme Sedimente hoher Breiten mit Hilfe natürlicher Radionuklide.

Die wichtigsten Ergebnisse der Arbeitsgruppen sind in den folgenden Berichten zusammengefasst:

Bericht der geochemischen Arbeitsgruppe

THEMA: CHEMISCHE FLÜSSE DURCH DIE BENTHISCHE GRENZFLÄCHE

Das geologische Institut hat sich im Teilprojekt A4 zum Ziel gesetzt, eine von der ^{137}Cs -Stratigraphie unabhängige Methode zur Datierung von Sedimenten mit ^{235}U zu entwickeln. Diese Entwicklung war notwendig, da die Sedimente in weiten Bereichen des Europäischen Nordmeeres, insbesondere im grönländischen Teil, karbonatreich bzw. -arm sind und somit die sonst übliche Anwendung der ^{137}Cs -Stratigraphie zu ihrer Datierung entfällt. Nur eine hohe zeitliche Auflösung von Sedimentkernen erlaubt aber erst eine paläo-ozeanographische Rekonstruktion eines Meeresgebietes sowie die Bestimmung chemischer Flüsse durch die benthische Grenzfläche.

TÄTIGKEITSBERICHT 1988-1990 DES TEILPROJEKTES A4

Der übergeordnete Forschungsschwerpunkt im Teilprojekt A4 "Chemische Flüsse durch die benthische Grenzfläche" im ersten Antragszeitraum 1988-1990 lag in der Identifikation von Spurenstoffen, die für die paläo-ozeanographische Rekonstruktion borealer Ablagerungsräume geeignet sind. Hierzu wurden durch organische, anorganische und radiochemische Untersuchungen sowie mineralogische Analysen Herkunft, Transport, Fraktionierung und Akkumulation von ausgewählten Substanzklassen auf ihrem Weg von der Wassersäule bis in die tieferen Sedimentschichten verfolgt. Ein weiterer Schwerpunkt lag in der Entwicklung einer Datierungsmethode für karbonatfreie bzw. -arme Sedimente hoher Breiten mit Hilfe natürlicher Radionuklide.

Die wichtigsten Ergebnisse der Arbeitsgruppen sind in den folgenden Berichten zusammengefaßt.

Bericht der geochemischen Arbeitsgruppe

Radiochemische Untersuchungen zur Altersdatierung von Sedimenten

Von der geochemischen Arbeitsgruppe am Geologischen Institut, Kiel, wurde eine von der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie unabhängige Methode zur Datierung von Sedimenten mit ^{230}Th entwickelt. Diese Entwicklung war notwendig, da die Sedimente in weiten Bereichen des Europäischen Nordmeeres, insbesondere im grönländischen Teil, karbonatfrei bzw. -arm sind und somit die sonst übliche Anwendung der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie zu ihrer Datierung entfällt. Nur eine hohe zeitliche Auflösung von Sedimentkernen erlaubt aber erst eine paläo-ozeanographische Rekonstruktion eines Meeresgebietes sowie die Bestimmung chemischer Flüsse durch die benthische Grenzfläche.

Alle bisher untersuchten Sedimentkerne (23059, 23065, 23259, 23294, 23235) aus dem Europäischen Nordmeer zeigen generell einen exponentiellen Abfall in den ^{230}Th -Konzentrationen mit zunehmender Tiefe, aus dem eine durchschnittliche Sedimentationsrate ableitbar ist. Die so hergeleiteten Raten stimmen in etwa mit den linearen Sedimentationsraten überein, die vom Teilprojekt B2 mittels der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie (soweit sie erstellt werden konnte) bestimmt wurden.

Darüber hinaus war festzustellen, daß die Sedimente aus der Norwegisch-Grönländischen See deutliche Variationen in den alterskorrigierten ^{230}Th -Konzentrationen zeigen, die zum Teil abhängig sind von den Glazial-Interglazialzyklen. Aufgrund dieser systematischen ^{230}Th -Variationen ist eine erste ^{230}Th -Stratigraphie erstellt worden, die es erlaubt, Sedimentkerne großräumig zu korrelieren und zeitlich einzuordnen (Scholten et al., Earth Planet. Sci. Lett., in press).

Die Ursachen für die beobachteten ^{230}Th -Variationen sind unklar. Einerseits sind Verdünnungseffekte durch wechselnde Sedimentationsarten hierfür verantwortlich. Andererseits zeigen die Flußraten von ^{230}Th , die mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie für einige Sedimentkerne berechnet werden können, höhere Flüsse im Interglazial 5 und niedrigere im Glazial 6 an. Die Frage, inwieweit diese Flußschwankungen auf sich verändernde Paläo-produktivität zwischen Glazial- und Interglazialzeiten zurückzuführen sind, läßt sich aufgrund des heutigen Wissens nicht eindeutig beantworten. Dieses Problem soll im kommenden Antragszeitraum durch Radionukliduntersuchungen in der Wassersäule und am Fallenmaterial verstärkt nachgegangen werden.

Geochemische und tonmineralogische Untersuchungen

Im vergangenen Antragszeitraum wurde begonnen, eine geochemische und tonmineralogische (in Zusammenarbeit mit Dr. H. Lange) Oberflächenkartierung der Sedimente des Europäischen Nordmeeres durchzuführen. Ziel dieser Arbeiten ist es, aufgrund der geochemischen und mineralogischen Signaturen der Sedimente den Einfluß der Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres auf die Sedimentzusammensetzung zu bestimmen. Diese Untersuchungen bilden die Grundlage für das Verständnis der Veränderung geochemischer Flüsse durch die benthische Grenzfläche über Glazial-Interglazial Zyklen hinweg.

Wie die ersten geochemischen Ergebnisse zeigen, sind die oberflächensedimente aus dem Bereich der Norwegischen See durch relativ hohe Karbonat- und C^{org}-Konzentrationen charakterisiert, während die Sedimente aus der Grönländischen See höhere Gehalte an Silicium und Aluminium aufweisen. Diese Unterschiede in der Elementverteilung dürften auf die gegenüber der Grönländischen See erhöhte Bioproduktivität im Bereich der wärmeren norwegischen Wassermassen zurückzuführen sein. In der Grönländischen See scheint demgegenüber eine terrigen-detritische Sedimentation zu dominieren. Ein ähnlicher Wechsel in der Geochemie der Sedimente zwischen biogen und terrigen bestimmter Sedimentation konnte auch in zwei Sedimentkernen (23065, 23059) beim Übergang von Glazial- zu Interglazialzeiten beobachtet werden.

Spurenelementbestimmung in Foraminiferenschalen

Unter Verwendung eines Reinstraum-Arbeitsplatzes (Clean-Bench) und Chemikalien in höchster Reinheitsstufe konnte die notwendige Reinigung von Foraminiferenschalen zur Bestimmung ihres Kadmium/Kalzium-Verhältnisses erfolgreich durchgeführt werden.

Die Bestimmung des Kadmium-Gehaltes erfolgte nach der Auflösung der gereinigten Foraminiferenschalen am Atom-Absorptions-Spektrometer (AAS 3030 von Perkin Elmer). Hierbei zeigte sich, daß das Kadmium-Signal durch den hohen Gehalt an Kalzium-Ionen in der Lösung beeinflusst wird (sog. Matrix-Effekt). Die Entwicklung eines geeigneten Heiz- und Atomisierungsprogrammes und die Verwendung von Eichlösungen mit entsprechend hohen Kalzium-Gehalten ermöglichen aber dennoch eine recht genaue direkte Bestimmung des Kadmium-Gehaltes aus der Lösung an der AAS (Dissertation H. Paetsch, in prep.).

Die bisherigen Untersuchungen an der benthischen Foraminifere *Pyrgo* sp. aus Oberflächensedimenten der Norwegisch-Grönländischen See zeigen nicht die zunächst erwartete Abhängigkeit des Kadmium/Kalzium-Verhältnisses in den Karbonatschalen vom Phosphatgehalt im Bodenwasser. Möglicherweise bestimmen bei dieser Foraminifere physiologische Effekte den Einbau von Kadmium in die Schale (Boyle, pers. Mitteilung).

Untersuchungen an der organischen Fraktion der Sedimente

Organisch-petrologische, organisch-geochemische und isotopen-geochemische Untersuchungen wurden an einem Sedimentkern (23059) aus der Norwegisch-Grönländischen See durchgeführt. Die Sedimente aus dem Bereich der Isotopenstadien 6 und 5 enthielten organisches Material, welches in der Zusammensetzung der reaktiven und inerten Komponenten variiert. Im Stadium 5 ist der Vitrinit- und Kohle- sowie der Liptinit-Gehalt geringer als im Stadium 6. Dies scheint für die Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der gesamtorganischen Fraktion von Bedeutung zu sein (e.g. negative $\delta^{13}\text{C}$ bis $-23,9^\circ$ im Stadium 6). Die n-Alkane-Verteilung zeigt, daß die Herkunft^{oo} des organischen Materials terrestrisch (Stadium 5a bis 5d) oder zunehmend marin (Stadium 5e und 6) ist (Botz et al., subm. to Mar. Geol.).

Sauerstoffisotopenanalyse an Silikaten

Die Präparationsapparatur zur Aufbereitung von Silikaten für die Sauerstoffisotopenanalyse wurde im vergangenen Antragszeitraum aufgebaut und mit internationalen Standards "eingefahren". Eine zusätzliche Trockenstrecke dient der Wasseraustreibung aus wasserhaltigen Silikaten (Diatomeen, Radiolarien, Tonminerale, etc.). Erste Analysen wurden an Diatomeen durchgeführt, um die Aufbereitungsbedingungen für dieses Material zu erforschen.

Bericht der meereschemischen Arbeitsgruppe

Von der meereschemischen Arbeitsgruppe im Teilprojekt A4 "Chemische Flüsse durch die benthische Grenzfläche" wurden Transportprozesse und chemische Reaktionen nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche untersucht, die sich vor allem auf das Schicksal der biogenen Komponenten der Sedimentation bzw. die durch sie ausgelösten Prozesse beziehen. Ferner wurde der Transport von partikulären Spurenmetallen auf dem Wege durch die Wassersäule (Sinkstoffallen) bis in die obersten Sedimentschichten verfolgt sowie deren Fraktionierung nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche in rückgeführte bzw. akkumulierte Anteile analysiert. Außerdem wurde die (nicht mehr geförderte) Dissertation von Dipl.chem. L. Mintrop über Aminosäuren in Wassersäule, Sinkstoffen, Sediment und Porenwasser der Norwegischen See abgeschlossen.

Die Transportprozesse wurden getrennt für partikuläres Material und Lösungstransport behandelt, wobei sich erwies, daß Bioturbation in beiden Fällen die zentrale Rolle spielt. Der Zusammenhang zwischen diesen Transportvorgängen und den weiter unten dargestellten Umsatzprozessen besteht darin, daß die Einmischung von Partikeln in oberflächennahe Sedimentschichten die labilen partikulären Stoffe am Reaktionsort im Sediment bereitstellt, während

die Intensität der Transportprozesse für gelöste Komponenten die Versorgung mit Oxidationsmitteln, die Rückführung der Reaktionsprodukte und das diagenetische Milieu im Sediment reguliert.

Die für die Tiefseesedimente borealer, subpolarer und polarer Meeresgebiete typischen Transportprozesse und chemischen Reaktionen wurden entlang eines breiten Transekts vom norwegischen Schelf über das Voering-Plateau (ca. 1400 m) und den Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See bis zum grönländischen Schelf sowie auf einem Transekt vom arktischen Schelf nordöstlich von Svalbard bis zum Nansen-Gakkel-Rücken bei 86° nördlicher Breite untersucht. Dabei lag ein Schwerpunkt auf der Erforschung eventueller, saisonaler Reaktionen in den Raten benthischer Prozesse auf den ausgeprägt saisonalen Rhythmus der Sedimentation biogenen Materials aus der Wassersäule.

Transport- und Mischungsprozesse

Die saisonale Variation der Mischungsrate für Partikel wurde an einer schelffernen Station auf dem Voering-Plateau anhand der Einmischung des Radiocaesiums aus dem Unfall in Tschernobyl in das Sediment verfolgt. Von dem Radiocaesium aus dieser Quelle gelangte ein Teil (vermutlich nur der in Form von Mikropartikeln eingetragene) in Assoziation mit organischen Aggregaten mit dem ersten Sedimentationsschub sehr schnell zum Meeresboden. Der mit einem Vielschichten-Modell als quasi-diffusiver Vorgang nachvollzogene Prozeß ergab auf der Basis eines Mischungskoeffizienten für den größten Teil des Jahres von $D_B = 2.0 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \times \text{s}^{-1}$ eine erhöhte Mischungsrate im Verlauf der sommerlichen Sedimentationsphase. Dies läßt sich aus den Lebensbedingungen der dortigen benthischen Makrofauna erklären, die auf die im Jahresverlauf nur kurzzeitige Zufuhr frischen organischen Materials mit gesteigerter Freß- und Einmischungsaktivität reagiert. Bei einer zweiten, diesbezüglich untersuchten Station am norwegischen Kontinentalhang zeigte sich ein hangabwärts gerichteter Transport vom

Schelfrand im Verlauf der herbstlichen Turbulenz in der Wassersäule, wodurch die Auffindung eines etwaigen, saisonalen Signals im Sediment verhindert wurde. Untersuchungen nach 1.5 bis 2 Jahren an Sedimenten vom norwegischen Kontinentalhang und an weiteren Stationen des Voering-Plateaus lieferten mittlere Partikel-Mischungs-raten im Bereich von $D = 2.1 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \times \text{s}^{-1}$ bis $D = 6.3 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \times \text{s}^{-1}$. Um eine Größenordnung niedriger lagen die Mischungs-raten in den Sedimenten des Becken-Bereichs der Norwegisch-Grönländischen See.

Der ebenfalls im Jahresverlauf studierte biogene Transport von gelösten Komponenten nahe der Grenzfläche zeigte auf dem Voering-Plateau und am norwegischen Kontinentalhang eine Beschleunigung von maximal 60% gegenüber molekularer Diffusion (Abb. 1), wobei ein deutliches saisonales Signal nicht zu erkennen ist. Da die Organismenaktivität im Beckenbereich noch niedriger ist, kann davon ausgegangen werden, daß dort molekulare Prozesse das Austauschgeschehen an der Sediment/Wasser-Grenzfläche dominieren.

Raten des Abbaus organischer Substanz

Da die mit dem Abbau organischer Substanz verbundenen chemischen Reaktionen weiten Einfluß über die Steuerung der Redox- und pH-Bedingungen auch auf die Verteilung der nicht bio-relevanten Elemente ausüben, wurde der Untersuchung der Raten für den C_{org}-Abbau und für den Verbrauch der einzelnen Oxidationsmittel besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Dazu wurden zunächst integrierte Abbauraten für organischen Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor mit Hilfe eines Modells ermittelt, die deren sedimentäre Verteilung aus dem Wirken von Abbau nach einer Kinetik 1.Ordnung, Partikelmischung und Akkumulation erklären. Unter Verwendung der oben genannten "partikulären" Mischungs-raten ergaben sich für den Abbau organischen Kohlenstoffs auf dem Voering-Plateau Raten im Bereich von $16 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ bis $29 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$, während die entsprechenden integrierten Raten im Becken-Bereich der

Norwegisch-Grönländischen See zwischen $1 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ und maximal $5 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ lagen; gegenüber der Akkumulationsrate besitzt die Partikelmischungsrate in allen Fällen den entscheidenden Einfluß für die Höhe der Geschwindigkeitskonstanten. Aufgrund von intensiver Karbonatlösung beim Übergang zum Holozän, deren Bedeutung nicht quantifizierbar ist, können die ermittelten Raten um maximal 20% überschätzt sein. Unbedeutend ist dieser Effekt für die Bestimmung des C:N:P-Verhältnisses des abgebauten Teils der organischen Substanz, der sich aus dem Vergleich der entsprechenden Abbauraten ergibt. In allen untersuchten Gebieten lagen die Verhältnisse mit C : N : P = 123 : 13.7 : 1 (Voering-Plateau) und 121 : 11.7 : 1 (Becken-Bereich) noch dichter am Redfield-Verhältnis für die organische Substanz, als es der direkte Vergleich der sedimentären Gesamt-Gehalte anzeigte. Die trotz vermutlich geringer pelagischer Zufuhr relativ hohen C -Gehalte im arktischen Nansen-Becken sind wegen der niedrigen C/N^{org}-Verhältnisse nicht auf terrestrischen Eintrag zurückzuführen, sondern deuten auf laterale Zufuhr und biotische Überprägung der C:N:P-Zusammensetzung des organischen Materials am Meeresboden.

Raten für Abbau durch Sauerstoffzehrung und Denitrifikation

Als thermodynamisch instabile Komponente des sedimentierenden Materials wird die organische Substanz in einer charakteristischen Abfolge durch verschiedene Oxidationsmittel abgebaut, deren Umsatzraten für die verschiedenen Gebiete durch Modellierung der Verteilung von Porenwasserbestandteilen ermittelt wurden (z.B. Abb. 2).

Die Oxidation organischer Substanz durch Sauerstoff - als dem bedeutendsten Oxidationsmittel - und durch Nitrat wurde anhand von 2-Schichten-Modellen der Nitratverteilung im Porenwasser quantifiziert, die für die vertikal getrennten Bereiche von Nitrifikation und Denitrifikation ein kontinuierliches Nitratprofil beschreiben. Da sich diese "steady state"-Modelle auf verschiedene

Annahmen und Vereinfachungen stützen müssen und bei Messung der einzelnen Parameter die Möglichkeit von Artefakt-Bildungen besteht, wurden die Modellergebnisse zur Nitrat-Reduktion an typischen Beispielen mit der direkten Bestimmung der Denitrifikation nach dem CH_2O -Block-Verfahren verglichen (Abb. 3). Dabei ergab sich eine relativ gute Übereinstimmung zwischen beiden Methoden, insofern als erstens das Ausbleiben und die relative Intensität der Denitrifikation ähnlich bei beiden Methoden angezeigt wurden, zweitens ähnliche Tiefenverteilungen für die Rate im Sediment ermittelt wurden und drittens die errechneten Raten für die umsatzstarken Sedimente dicht beieinander lagen.

Auf der Basis von 8 an einer Station des Voering-Plateaus - jahreszeitlich verteilt - aufgenommenen Porenwasserprofilen konnte erstmalig für die Tiefsee ein saisonales Signal für den Abbau organischer Substanz am Meeresboden nachgewiesen werden: für die 8 Monate des Jahres mit geringer Zufuhr durch Sedimentation wurde ein mittlerer C_{org} -Umsatz von $17.8 \pm 3.4 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ berechnet, der sich in den 4 Sommermonaten der Hauptsedimentation auf $28.9 \pm 4.1 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ erhöhte (Abb. 4). Während die Sedimente der untersuchten Kontinentalränder in der Regel wesentlich höhere Umsätze aufwiesen, ließen sich für den Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See aus den Modellen Raten abschätzen, die bis zu dreimal niedriger lagen als die für das Voering-Plateau bestimmten Jahresmittelwerte des C_{org} -Umsatzes von $21.5 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ durch Sauerstoff und $0.21 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ durch Nitrat.

Probleme mit der genauen Bestimmung von Raten für den rezenten oxischen Abbau nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche ergaben sich daraus, daß im gesamten Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See die oberflächennahen Porenwasserprofile durch Abbauprozesse in C_{org} -reichen, tief liegenden Schichten beeinflußt werden. Diese Horizonte sind eine Folge von speziellen Ablagerungsbedingungen und enthalten zu einem wesentlichen Teil den während des Übergangs vom Spätglazial zum Interglazial am

Schelf erodierten und in den Becken-Bereich transportierten, bereits aufgearbeiteten Kohlenstoff. In diesen Sedimenten mit geringer pelagischer C^{org}-Zufuhr findet zwar der überwiegende Teil der integrierten Abbauleistung weiterhin nahe der Sedimentoberfläche statt, das mit den Abbauprozessen verknüpfte typische Redoxmilieu in der Sedimentsäule wird jedoch entscheidend durch die Reaktionen in diesen tiefliegenden Horizonten beeinflusst (Abb. 5). Noch ausgeprägter werden diese Verhältnisse im Nansen-Becken des Arktischen Ozeans vorgefunden, wo bei sehr niedrigen C^{org}-Umsätzen nahe der Sedimentoberfläche die tiefliegenden Abbauvorgänge der gesamten Sedimentsäule die typische Redoxstruktur von Kontinentalrandsedimenten aufprägen.

Raten für Abbau durch Manganoxide und Sulfatreduktion

Die Raten für C^{org}-Oxidation durch die Reduktion höherer Manganoxide und von Sulfat wurden ebenfalls für die verschiedenen Kontinentalrand- und Beckengebiete anhand von einfachen Modellen der Porenwasserverteilung des Mn²⁺ und des NH₄⁺ berechnet. Die durch diese Oxidationsmittel geleisteten Beiträge zum gesamten C^{org}-Umsatz von $0.01 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ bis $2 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ für Mangandioxid-Reduktion und von 0.08 bis $12 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ für Sulfatreduktion sind von wesentlich geringerer Bedeutung als die Sauerstoffkonsumption. Wichtiger ist jedoch, daß diese Prozesse spezifische Signale (Anreicherungen von Mangan und Kobalt: Abb.8 oberste Reihe; evtl. von Schwefelverbindungen, etc.) in der partikulären Sedimentphase hinterlassen, die zur Interpretation paläozeanographischer Verhältnisse herangezogen werden können. Als Beispiel ist die "non steady state" Verteilung von Mangan in fester und gelöster Phase von Sedimenten des norwegischen Kontinentalhanges und des Voering-Plateaus zu nennen, aus der auf wesentlich intensivere Umsatzprozesse - als heute vorgefunden - für zurückliegende Zeiträume zu schließen ist.

Rückführung von Phosphat

Als der neben dem Stickstoff wichtigsten biorelevanten Komponente, die die Produktivität der Ozeane limitiert, wurden die Remineralisierung von Phosphor und die Raten seiner Freisetzung vom Meeresboden untersucht. Letztere liegen in einem relativ engen Bereich von $0.02 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ bis $0.36 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ für alle Gebiete des Europäischen Nordmeers. In den Sedimenten des untersuchten Arktischen Beckens ist die Produktion von Phosphat aus rezentem Abbau - ähnlich wie beim Nitrat - so gering, daß infolge gleichzeitig stattfindender Adsorption in mehreren Kernen eher Aufnahme von Phosphat aus der Wassersäule stattfindet als Rückführung an diese.

Bilanzierung von Zufuhr, Abbau und Akkumulation von C_{org}

Für organischen Kohlenstoff an der Zentralstation des SFB auf dem Voering-Plateau ergibt eine Bilanz von Zufuhr durch Sedimentation, von Umsatz- und Akkumulationsraten ein gut ausgeglichenes Budget: der nach 2 unabhängigen Methoden ermittelten Umsatzrate von C_{org} in den oberflächennahen Sedimentschichten von $16.7 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ (Modellierung der C_{org}-Profile) bzw. $21.5 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ (Modellierung der Nitrat-Verteilung) und einer mit $0.7 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ abgeschätzten Akkumulationsrate steht ein pelagischer Eintrag von $23 \mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$ C_{org} (aus Sinkstofffallen bei 500 m Wassertiefe) gegenüber. Für die beiden anderen intensiv untersuchten Stationen am norwegischen Kontinentalschelf bzw. an einer lokalen Erhebung auf dem Voering-Plateau ergaben sich über der pelagischen Zufuhr liegende Umsatzraten, da diese Stationen durch hangabwärts gerichteten Transport vom Schelf bzw. durch das lokale Strömungsmuster bedingt einen zusätzlichen C_{org}-Input erhalten.

Relative Bedeutung der Oxidationsmittel und Erhaltungsfähigkeit von C_{org}

In den untersuchten Sedimenten ist der Sauerstoff der wichtigste Elektronenakzeptor, dessen relative Bedeutung sich allerdings mit zunehmendem C_{org}-Gesamtumsatz vermindert, wie Vergleiche mit küstennahen Sedimenten zeigen. Trotz der relativ geringen Energieausbeute ist wegen der nahezu unbegrenzten Verfügbarkeit das Sulfat das nachfolgend bedeutendste Oxidationsmittel, dessen Anteil am C_{org}-Gesamtumsatz aber unter 5% in den Beckensedimenten des Europäischen Nordmeeres liegt. Die relativ hohe Grenze von 5% beim Anteil der Sulfatreduktion ist eine Folge von C_{org}-reichen Horizonten, die klimatisch andere als die heutigen Ablagerungsverhältnisse repräsentieren; unter "steady state" Bedingungen wäre mit einem niedrigeren Anteil zu rechnen, wenn die Sedimente nicht sogar durchgehend oxisch wären. Die in der Reaktionsabfolge dazwischen stehenden Oxidationsmittel Nitrat und höhere Manganoxide tragen weniger als 3% bzw. 0.5% zum Gesamtumsatz bei.

Für paläozeanographische Interpretationen besteht ein Interesse daran, aus der sedimentären C_{org}-Verteilung auf die historischen Fertilitäts- und Ablagerungsbedingungen des Ozeans zu schließen; für die dazu notwendigen Kenntnisse über die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} wird die Abhängigkeit von unterschiedlichen Umweltparametern, wie z.B. der Gesamtakkumulationsrate oder der Partikelmischungsrate postuliert, die mit den hier ermittelten Raten über Umsatz-, Mischungs- und Akkumulationsprozesse überprüft werden konnte. Zum einen ist die Herkunft und Qualität der organischen Substanz für deren Erhaltungsfähigkeit von Bedeutung, wobei bereits aufgearbeitetes, allochthones Material oder z.B. Makroalgen-Detritus eine höhere Tendenz zur Erhaltung zeigen (evtl. im Zusammenhang mit stärker anoxischem Abbaumilieu) als das pelagische Material. Ebenfalls wichtige Einflußgrößen sind die biogenen Transportraten für gelöste und partikuläre Substanzen, da sie - wie oben gezeigt - auf verschiedene Weise den benthischen Umsatz von C_{org} beschleunigen. Für die untersuch-

ten Tiefseesedimente kann die Hypothese nicht bestätigt werden, daß hohe Partikelmischungsraten zu höherer Erhaltung von C^{org} führen. Durch Vergleich der relativen Verhältnisse von Umsatz und Akkumulation an den Zentralstationen "E" und "Z" auf dem Voering-Plateau sowie den Sedimenten des Becken-Bereichs konnten hingegen weitere Hinweise für die steuernde Wirkung der Gesamtakkumulationsrate gewonnen werden.

Zufuhr und sedimentäres Schicksal partikulärer Spurenmetalle

Bei der biologischen Produktion der Partikel werden neben den Hauptkomponenten der biogenen Matrices (C, N, P, Si) auch Spurenelemente in die partikuläre Phase überführt, aus der sie nach dem Absinken durch Abbau/Lösung im Tiefenwasser oder in den oberen Sedimentschichten wieder in den gelösten Zustand überführt werden können. Sehr wenig Kenntnis besteht über die Art der Wechselwirkung von gelösten Spurenelementen und (biogenen) Partikeln sowie über die Gesamtwirkung teilweise entgegengesetzter Prozesse auf die Raten der Entfernung von Spurenelementen aus der Deckschicht und aus der Wassersäule der Ozeane. Ziel von diesbezüglichen Untersuchungen ist es, das saisonale Muster der Transportraten von Spurenelementen sowie ihrer Konzentrationen in den Sinkstoffen zu verstehen und mit den unterschiedlichen chemischen Eigenschaften zu verknüpfen; ferner können die Erkenntnisse aus der Abhängigkeit der Spurenmetallflüsse von der Wassertiefe in Beziehung gesetzt werden zum Akkumulationsfluß in tieferen Sedimentschichten.

Durch Mitarbeit an den Sinkstoffuntersuchungen des Teilprojekts A1 konnten einige dieser Fragen angegangen werden. Da die Proben zu einem wesentlichen Teil aber erst Ende 1989 zur Verfügung standen, konnten die Messungen bis jetzt noch nicht abgeschlossen werden, so daß hier nur einige erste Ergebnisse berichtet werden sollen, die nur von einer der 3 untersuchten Stationen stammen. In den Abb. 6 und Abb. 7 sind die Flüsse von Pb, Co und Ni sowie

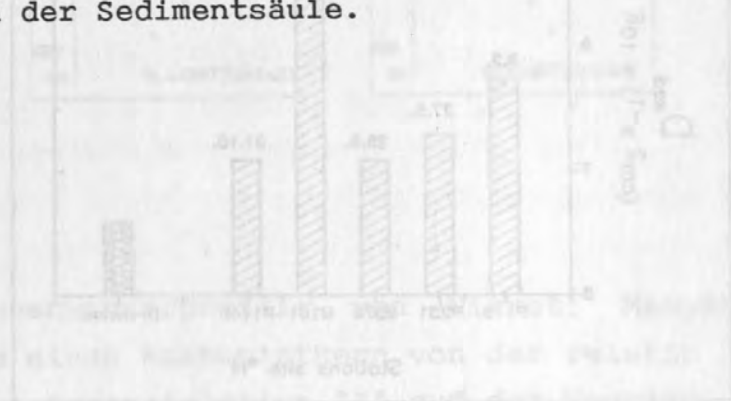
zu Vergleichszwecken der vertikale Gesamtpartikelfluß an einer Station im Lofotenbecken ($70^{\circ}0'N, 0^{\circ}0'E$) aus 3 Tiefenhorizonten (480m, 860m-1000m und 2920m-2950m) im Verlauf von 2 Jahren dargestellt. Die Proben stammen von 2 aufeinanderfolgend vom Teilprojekt A1 des SFB 313 (v.Bodungen) ausgebrachten Verankerungen (LB3: 3.8.87-28.7.88 und LB4:16.8.88-22.6.89). Von der 2. Verankerung (LB4 bei 2950m) konnten wegen technischer Probleme nur 2 Proben gewonnen werden, deren mittlere Flüsse zu Vergleichszwecken miteingetragen wurden.

Bei allen Komponenten und allen Wassertiefen fallen sofort eine unterschiedlich ausgeprägte saisonale Steuerung und die Tatsache auf, daß die bodennächste Falle trotz Positionierung um mehr als 300m über dem Boden aufgrund von Resuspension und/oder lateralen Transports maximale Flüsse mit ebenfalls saisonalem Gang aufweist (außer Pb bei LB4). Jedoch variieren die mittleren Jahreskonzentrationen sehr deutlich auch zwischen sich im Meer ähnlich verhaltenden Elementen: während bei Pb die Konzentration mit einem Maximum bei 1000m um weniger als den Faktor 2.5 zwischen den Tiefen schwankt, steigt die Konzentration von Co - wie erwartet - kontinuierlich mit der Wassertiefe von 1.5 $\mu\text{g/g}$ bei 480m auf 9.7-11.4 $\mu\text{g/g}$ bei 2920m-2950m und noch weiter auf ca. 17 $\mu\text{g/g}$ in den obersten Sedimentschichten (Abb. 8 unterste Reihe). Unerwarteterweise weist auch Ni geringste Konzentrationen bei der obersten Falle auf. Durch Vergleich von Elementflüssen und Gesamtpartikelfluß zeigt sich jeweils zu Beginn der sommerlichen Maximalsedimentation ein Konzentrationsmaximum, d.h. daß der erste sommerliche Sedimentationsschub biogener Partikel einen überproportionalen Teil der suspendierten/gelösten Spurenelemente mitreißt. Bis zum Vorliegen von Daten über Aluminium und C_{org} können die Mechanismen jedoch nicht weiter aufgeklärt werden.

Nach Untersuchungen gelöster Spurenmetalle aus der Wassersäule an dieser Station ergab sich über den durch Sinkstoffallen abgedeckten Tiefenbereich eine weitgehende Konstanz der Konzentrationen bei Ni, während Co und Pb nach kontinuierlicher Abnahme

mit der Tiefe nur direkt über dem Boden eine bedeutende Konzentrationszunahme zeigten (Westerlund und Balzer, unpubl.).

In Abb. 8 ist die Verteilung in der festen Sedimentphase einiger Metalle dargestellt, wobei die unterste Reihe das Sediment unter der Sinkstoffalle repräsentiert. Dieses Sediment und das in der mittleren Reihe dargestellte Sediment von der Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau sind im untersuchten Tiefenbereich (bis 32 cm) durchgehend oxisch und zeigen relativ einheitliche Gehalte mit der Tiefe mit einer leichten Zunahme aufgrund von Karbonatlösungsprozessen. Auf der anderen Seite führt bei dem Sediment von einer lokalen Erhebung auf dem Voering-Plateau mit hohem C_{org} -Umsatz (Abb. 8 oberste Reihe) der flach liegende Übergang zum anoxischen Milieu zu einer Umverteilung u.a. der redoxabhängigen Metalle (Mn und Co) in der Sedimentsäule.



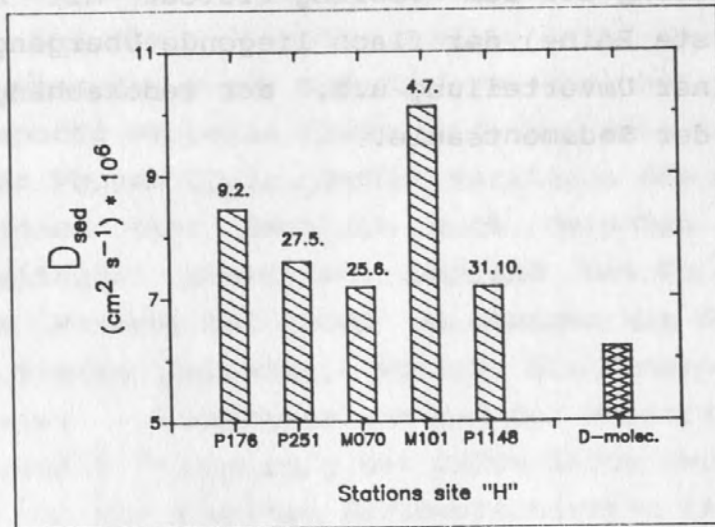
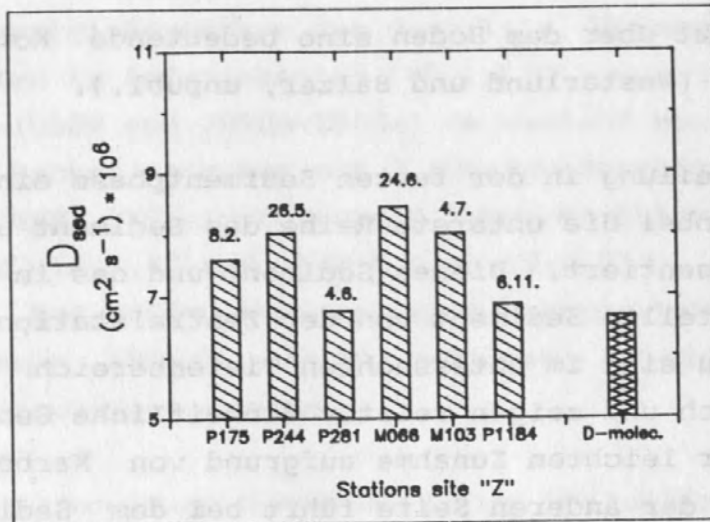


Abb. 1: "Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten (D in $10^{-6} cm^2 \times s^{-1}$) zu verschiedenen Zeiten des Jahres (Datum ^{SED} über den Balken); oben: Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau; unten: Zentralstation "H" am Kontinentalhang. Zum Vergleich jeweils rechts im Bild: der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient nach Abtötung der Makrofauna (Mittelwert, $n = 3$).

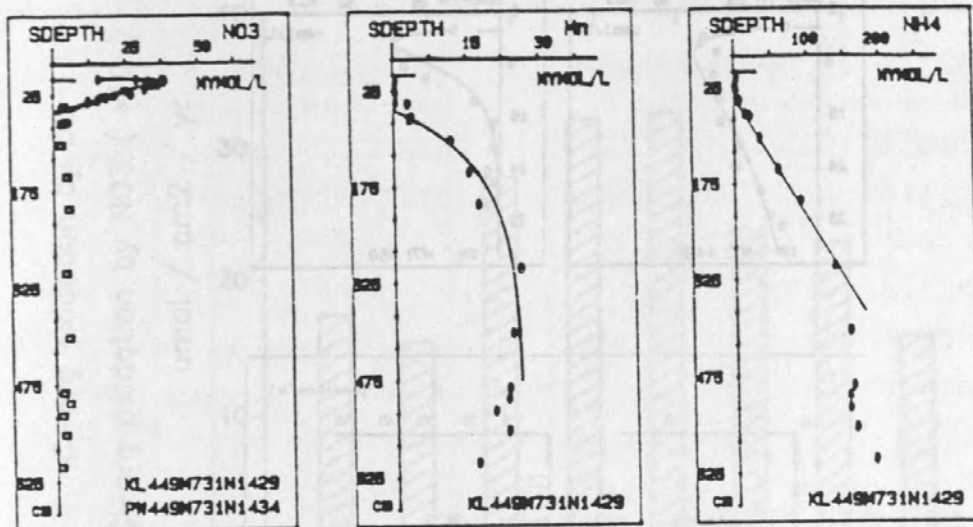


Abb. 2: Typische Porenwasserprofile von Nitrat, Mangan und Ammonium (v.l.n.r.) in einem Kastenlotkern von der relativ langsam akkumulierenden Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau: M7:449. Zusätzlich eingezeichnet: Modell-Kurven zur Bestimmung von Umsatzraten.

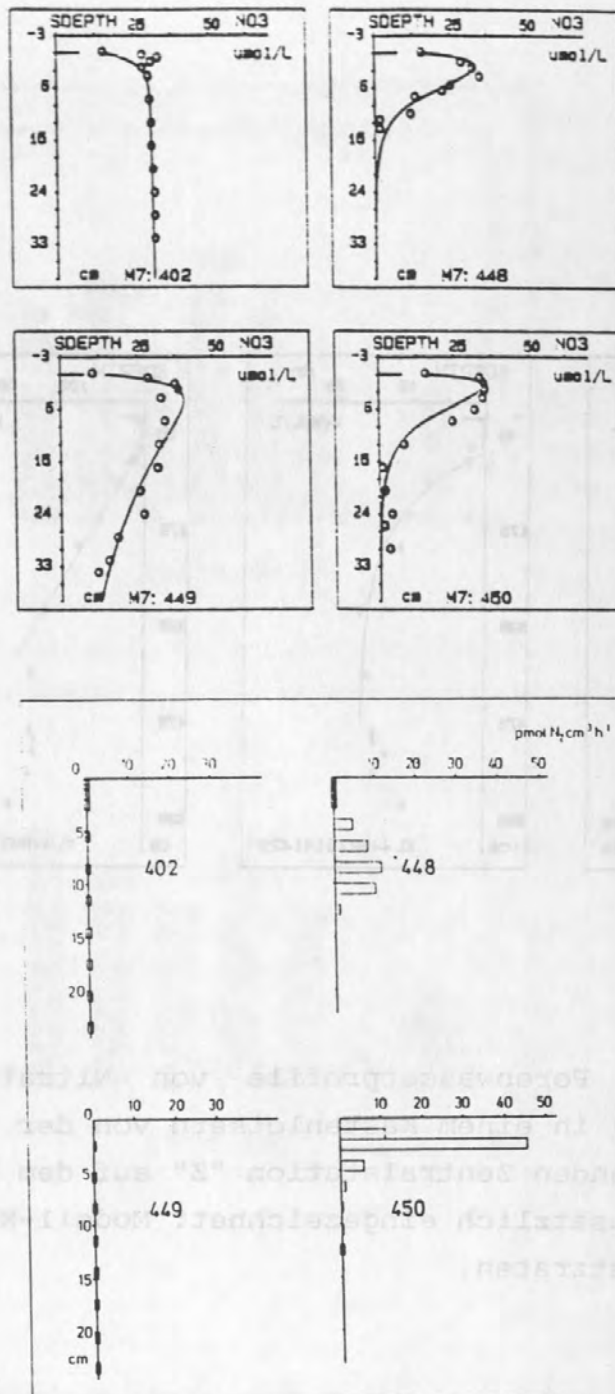


Abb. 3: Vergleich von Nitrat-Reduktionsraten durch Modellierung von Nitratverteilungen im Porenwasser und durch Inkubation nach dem CH-Block-Verfahren mit Bestimmung der N₂O-Produktion: (a) die Nitratprofile mit eingezeichneten Modell-Kurven der Stationen M7:402 und M7:449 mit tiefliegender anoxischer Schicht (jeweils links) und der relativ schnell akkumulierenden Stationen M7:448 ("E") und M7:450 ("H") mit flachliegendem Übergang zur Sulfatreduktionszone; (b) die vertikale Verteilung der N₂O-Produktionsraten in den genannten Sedimenten.

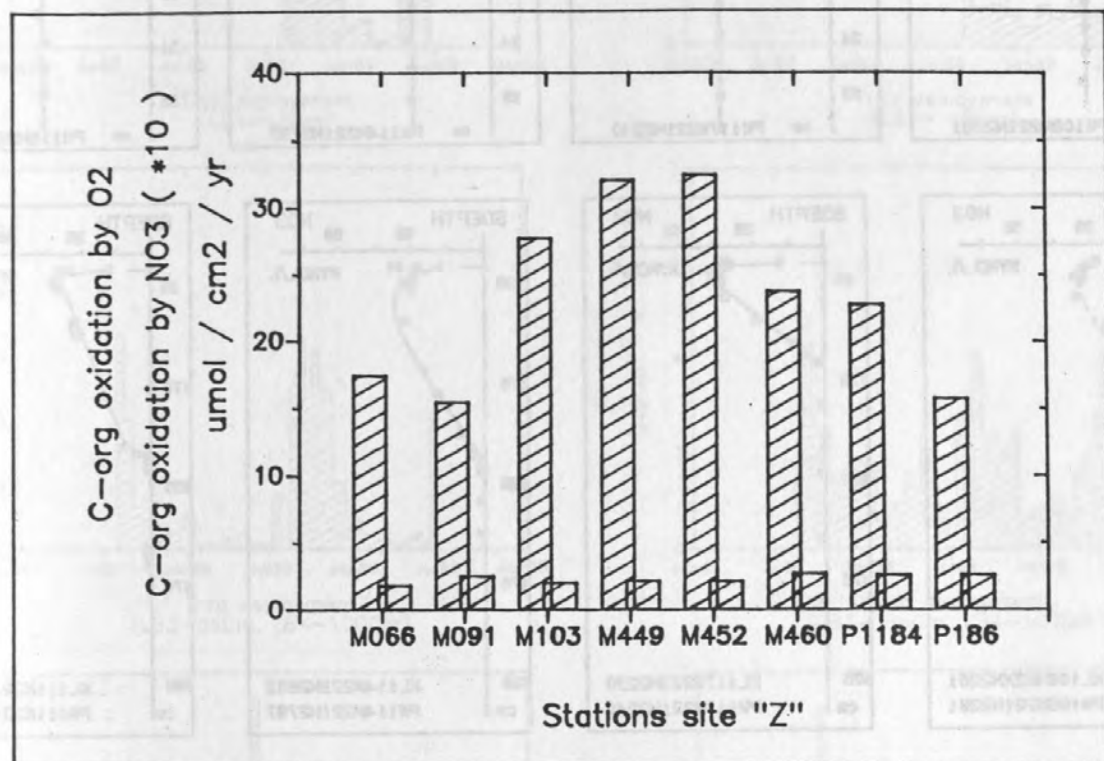


Abb. 4: Zur Saisonalität der Abbauprozesse: Raten für C - Oxidation ($\mu\text{mol} \times \text{cm}^{-2} \times \text{a}^{-1}$) durch Sauerstoff (linke Balken) und durch Nitrat (rechte Balken, 10-fach überhöht) aus der Modellierung von Nitrat-Profilen im Porenwasser der Zentralstation "Z". (Frühsommer: M2:066, M2:091, M2:103; Sommer: M7:449, M7:452, M7:460; Herbst: P142:1184; Winter: P137:186).

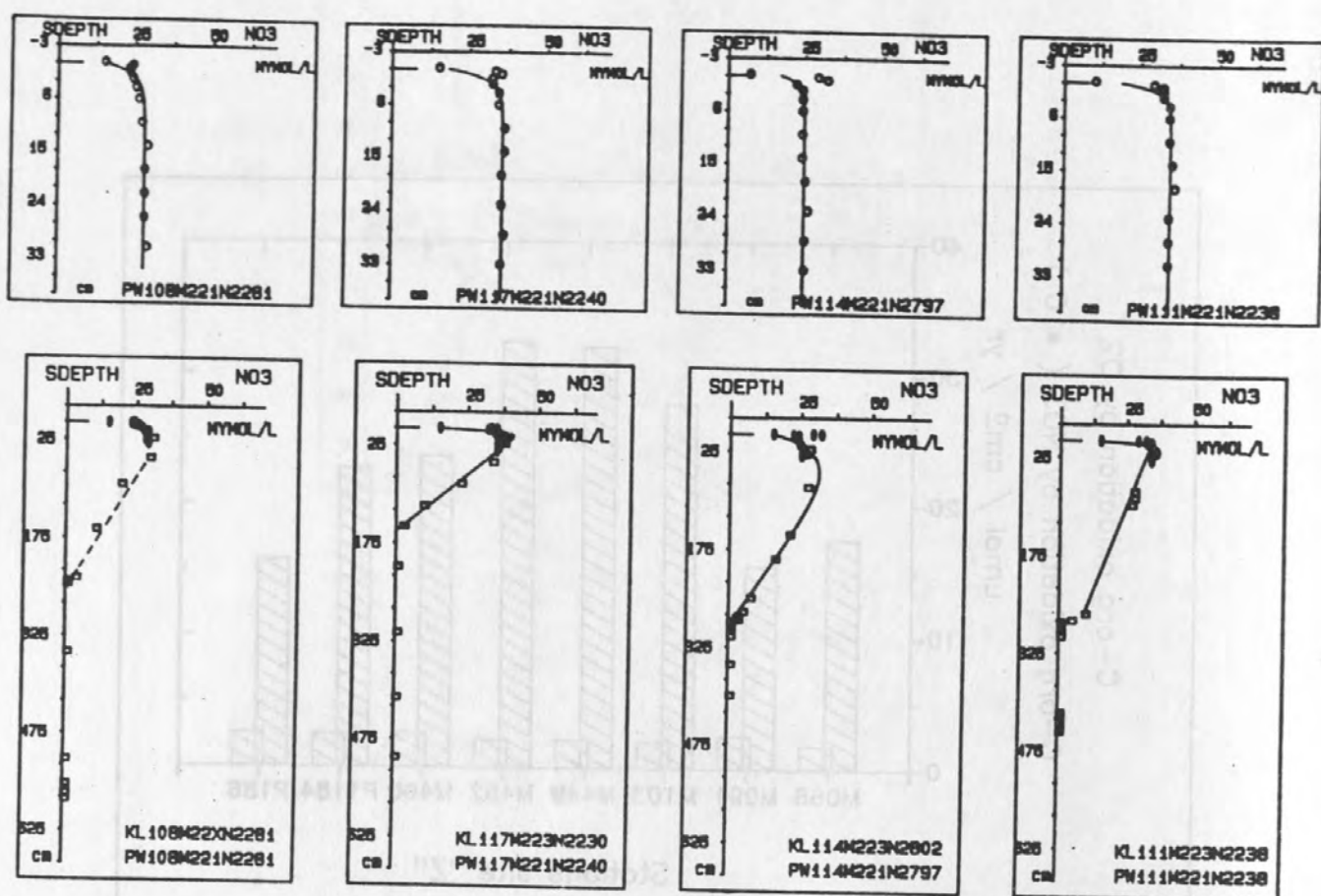


Abb. 5: Nitrat-Profile im Porenwasser mit den Anpassungs-Kurven von Sedimenten des Norwegischen Becken-Bereiches (v.l.n.r. (West => Ost): M2:108, M2:111, M2:114, M2:117). Obere Reihe: oberflächennahe Schichten (Kastengreifer); untere Reihe: Daten aus den Kastengreifern mit den dazu gehörigen Kastenlotkernen (Vierecke).

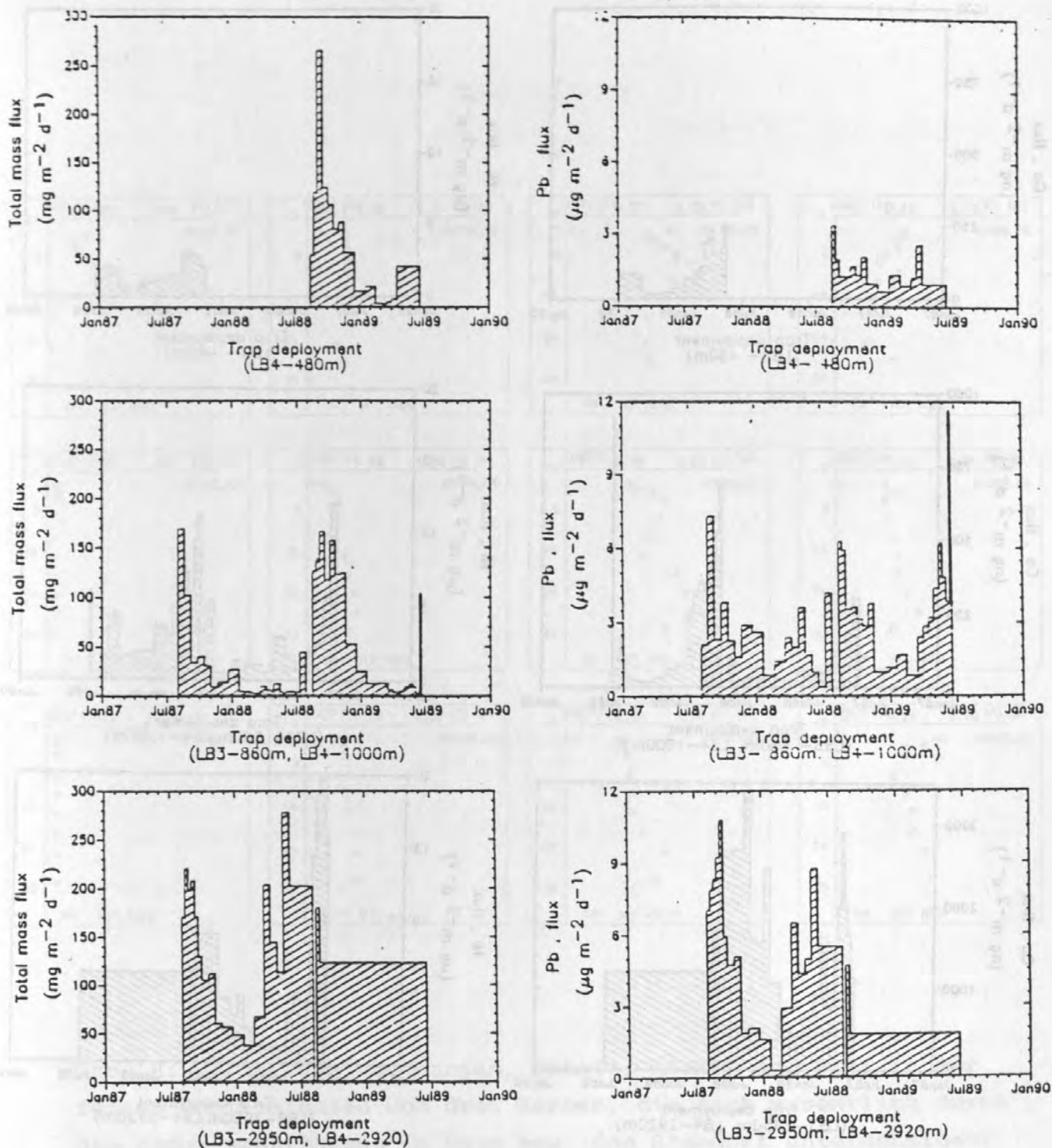


Abb. 6: Massenfluß und Fluß von Blei in Sinkstofffallen aus dem Lofoten-Becken (70°N , 0°E); LB-4: 2 nacheinander ausgesetzte Verankerungen.

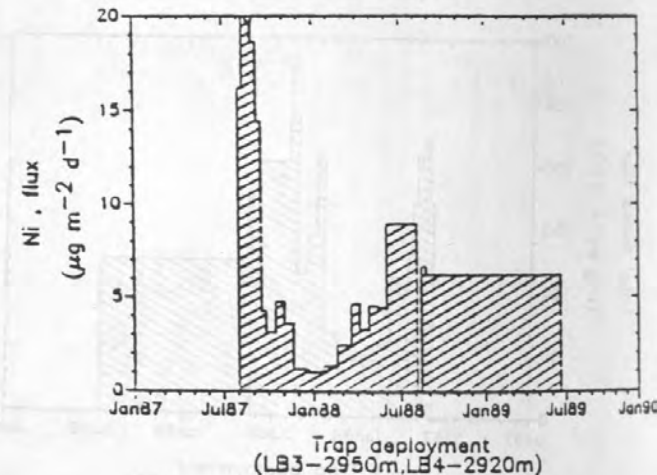
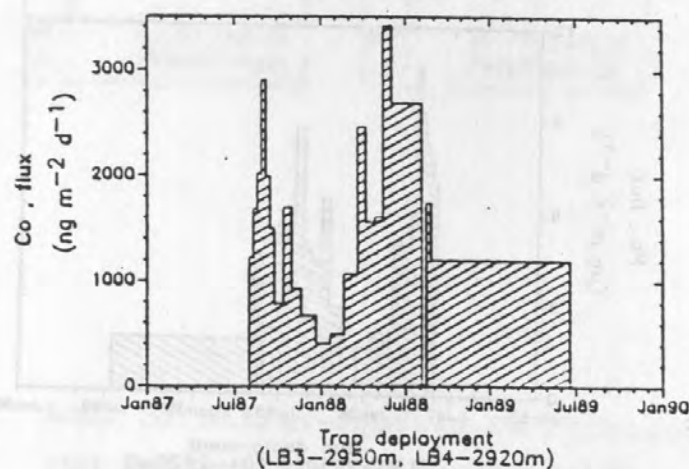
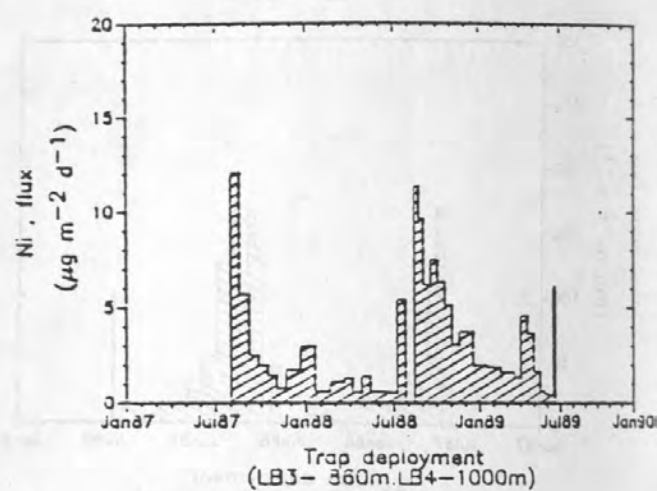
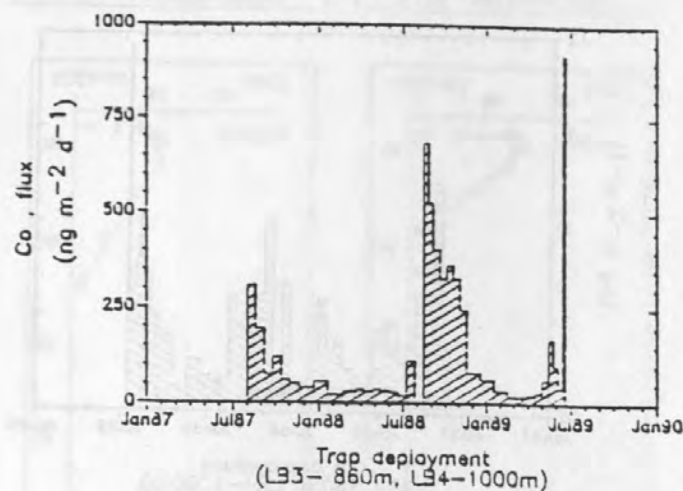
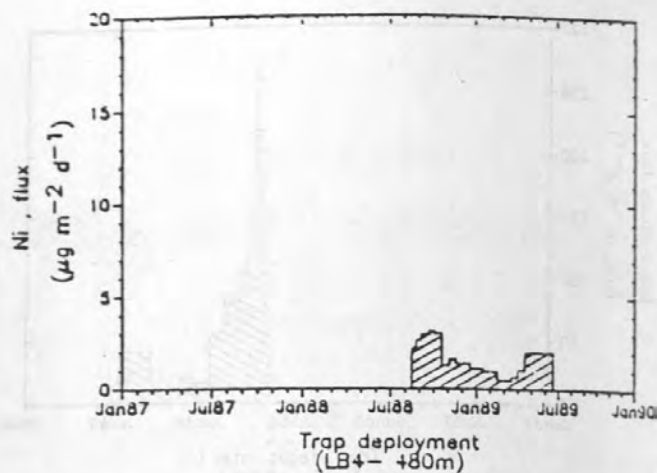
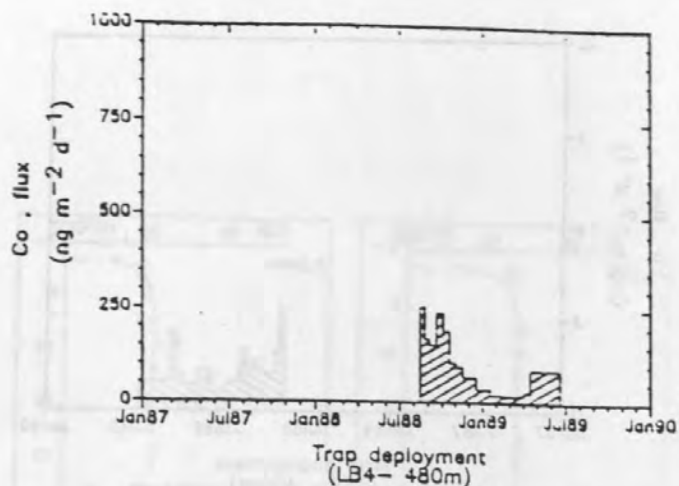


Abb. 7: Flüsse von Cobalt und Nickel in Sinkstofffallen aus dem Lofoten-Becken (70°N , 0°E); LB-3, LB-4: 2 nacheinander ausgesetzte Verankerungen.

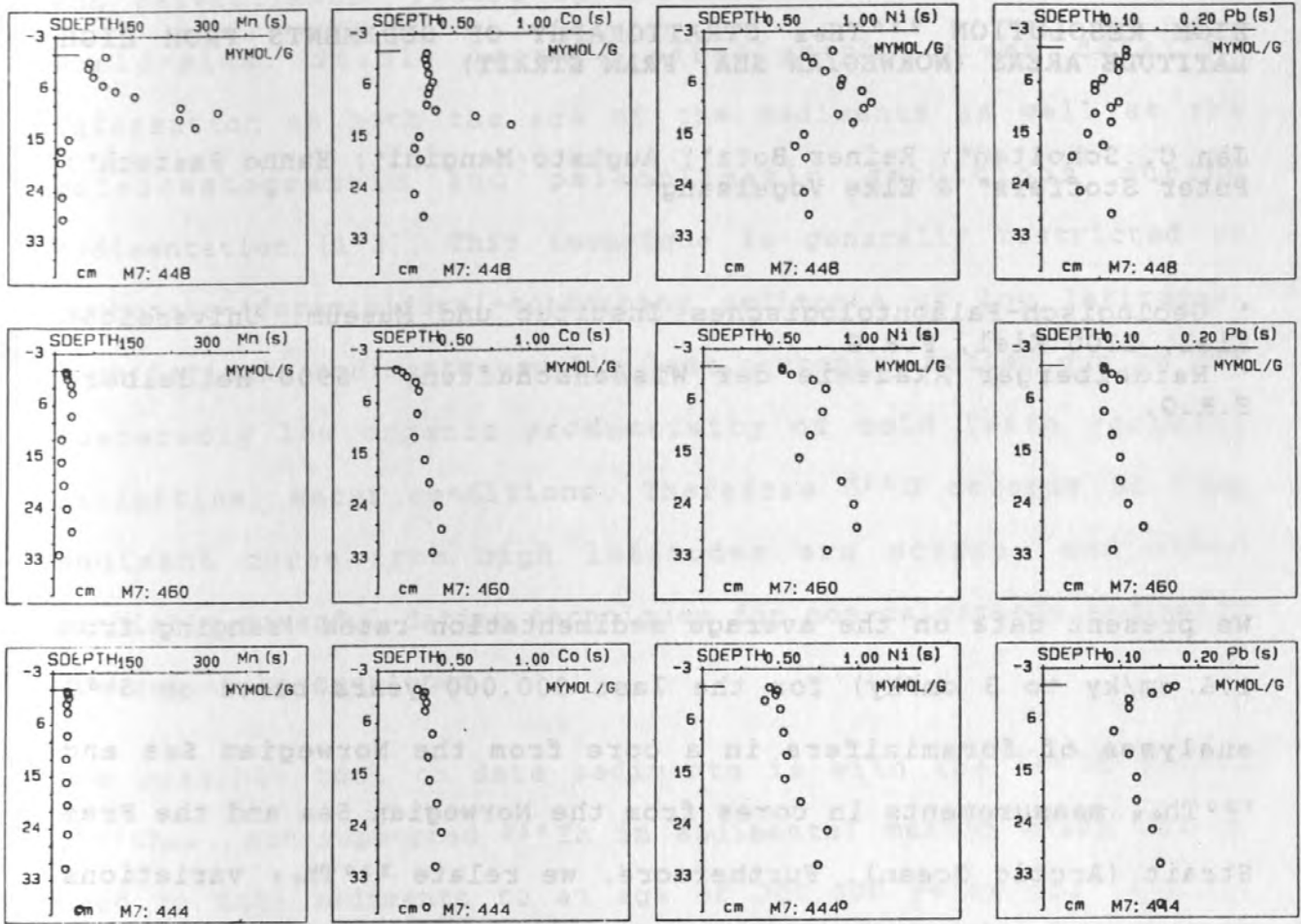


Abb. 8: Verteilung von Mangan, Cobalt, Nickel und Blei in der festen Sedimentphase von drei Kernen, die sich wesentlich durch die Redoxverhältnisse im Kern bzw. den Standort unterscheiden; oberste Reihe: Station "E" mit flach liegendem Beginn des anoxischen Milieus, mittlere Reihe: durchgehend oxisch an der Station "Z" und ebenso unterste Reihe: Lofoten-Becken (70° N, 0° E).

HIGH RESOLUTION $^{230}\text{Th}_x$ STRATIGRAPHY OF SEDIMENTS FROM HIGH LATITUDE AREAS (NORWEGIAN SEA, FRAM STRAIT)

Jan C. Scholten* ; Reiner Botz* ; Augusto Mangini* ; Hanno Paetsch* ; Peter Stoffers* & Elke Vogelsang*

* Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel, 2300 Kiel, F.R.G.

* Heidelberger Akademie der Wissenschaften, 6900 Heidelberg F.R.G.

We present data on the average sedimentation rates (ranging from 1.6 cm/ky to 3 cm/ky) for the last 300.000 years based on $\delta^{18}\text{O}$ analyses of foraminifera in a core from the Norwegian Sea and $^{230}\text{Th}_x$ measurements in cores from the Norwegian Sea and the Fram Strait (Arctic Ocean). Furthermore, we relate $^{230}\text{Th}_x$ variations downcore to the various oxygen isotope stages. This correlation is tentatively interpreted as being a result of the paleoceanographic and paleoclimatic control of bioproductivity. It is shown that based on the average sedimentation rates and characteristic $^{230}\text{Th}_x$ variations carbonate-poor sediment cores from high latitudes can be correlated.

1. Introduction

Recently, much attention has been paid to the paleoceanographic and paleoclimatic record of sediments recovered from oceans world-wide. Stable isotope stratigraphy gives detailed information on both the age of the sediments as well as the paleoceanographic and paleoclimatic conditions during sedimentation [1-3]. This technique is generally restricted to carbonate-(foraminifera)-containing sediments of low latitudes. High latitude sediments usually lack carbonate matter due to the comparably low organic productivity of cold (with variable salinities) water conditions. Therefore $\delta^{18}\text{O}$ records of long sediment cores from high latitudes are scarce, and other similarly powerful dating techniques for non-calcareous sediments are yet to be developed.

One possible tool to date sediments is with the ^{230}Th excess ($^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, non-supported ^{230}Th in sediments) method which can be used to date sediments to an age of 300,000 years old [4,5,6]. This method relies on a constant flux of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ to the seafloor, where the radionuclide is deposited on the sediment surface. With increasing sediment age the $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ concentration decreases with a half-life of 75,200 years. As a consequence, average sedimentation rates can be calculated.

In order to overcome the chronostratigraphic problems in sediments of high latitudes, we have measured the $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ concentration profile of core 23059 ($70^\circ 18,3' \text{ N}$, $3^\circ 7,4' \text{ W}$; 2,281 m water depth) and compare the results with the $\delta^{18}\text{O}$ record of the core.

Methods

The sediment core was collected during RV Meteor 2/2 cruise (1986, Fig. 1). The core consists of continuously deposited sediments which have been investigated in detail for paleoceanographic purposes [7,8]. These studies also included the measurements of $\delta^{18}\text{O}$ in planktonic foraminifera, which yielded a high resolution stratigraphy for the Norwegian Sea. For $^{230}\text{Th}_x$ measurements in core 23059, sediment samples were taken continuously (each sample represents a homogenized 5 to 10 cm sediment slice) and prepared by chemical separation for Th and U measurements as described elsewhere [9]. ^{232}Th , ^{230}Th , ^{238}U and ^{234}U were measured by alpha counting in the presence of a ^{228}Th and ^{232}U spike, which was added before chemical separation. Calibration of the spike was performed with D1-1a certified uranium reference ore. Each sample was counted for 2 days. The results are corrected for counter background, but not for the chemical procedure, which was assumed to be the same for all samples. Chemical blanks yield 0,002 dpm and 0,001 dpm in the Th and U counting areas. The results are given in Table 1.

2. Results and Discussion

Both the isotopic stages and the $^{230}\text{Th}_x$ data are shown in Fig. 2. The average sedimentation rate for the core was independently calculated from the two data sets ($^{230}\text{Th}_x$ and $\delta^{18}\text{O}$). The best fit regression line ($r=-0.82$; confidence level: 95 %) for all the $^{230}\text{Th}_x$ data yields an average sedimentation rate of 1.9 ± 0.2 cm/ky, whereas the interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$ curve results in an average sedimentation rate of 1.6 ± 0.05 cm/ky. The $^{230}\text{Th}_x$ inventory (for calculations see [8]) of the investigated sediment column is within 5 % of that expected from calculation of the

theoretical $^{230}\text{Th}_x$ flux from the water column.

Both data sets yield average sedimentation rates in the same order of magnitude. Such average rates, however, are not sufficient for high resolution stratigraphic purposes and so a more detailed interpretation of the data is required to provide basic information on the Quaternary paleoceanographic and paleoclimatic history.

Fluctuations in the $^{230}\text{Th}_x$ concentrations which are superimposed on the general $^{230}\text{Th}_x$ decay curve (regression line) are obvious in Fig. 2. In order to achieve an easier reading of these fluctuations, the data were decay-corrected. This means that the "original" $^{230}\text{Th}_x$ concentrations were calculated from the measured $^{230}\text{Th}_x$ using the average sedimentation rate of 1.9 ± 0.2 cm/ky. In addition, age-corrected $^{230}\text{Th}_x$ data were normalized to ^{232}Th (age-corrected and normalized $^{230}\text{Th}_x$ data are referred to in the following text as $^{230}\text{Th}_{x*}$) to eliminate $^{230}\text{Th}_x$ fluctuations caused by varying carbonate contents [4, 11].

Fig. 3 shows the overall similarity of the $^{230}\text{Th}_{x*}$ profile and the $\delta^{18}\text{O}$ curve (note that due to the narrower sampling interval the $\delta^{18}\text{O}$ record shows many more short-term variations than the $^{230}\text{Th}_{x*}$ curve). A more detailed comparison of the two profiles shows that the $\delta^{18}\text{O}$ climate stages 7, 6, 5, 2, and 1 are characterized by $^{230}\text{Th}_{x*}$ excursions (Fig. 3). In particular during the interglacial periods of stages 7, 5, 1 relatively high $^{230}\text{Th}_{x*}$ concentration can be noted, whereas relatively low $^{230}\text{Th}_{x*}$ occur during stages 6 and 2.

Variations in $^{230}\text{Th}_x$ profiles were previously observed in

sediment cores from various regions [10,12,13]. These authors interpreted their $^{230}\text{Th}_x$ data on the basis of an assumed constant flux of $^{230}\text{Th}_x$ to the ocean floor and consequently attributed $^{230}\text{Th}_x$ variations in decay profiles to variable dilution effects by clay and/or carbonate sedimentation. In this study, having a time control from the $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy, we can calculate $^{230}\text{Th}_x$ fluxes to investigate the constancy of the $^{230}\text{Th}_x$ flux over various time spans. Table 2 shows that the calculated ^{230}Th fluxes in core 23059 vary up to almost an order of magnitude with respect to the expected $^{230}\text{Th}_x$ flux from the water column. Therefore, although dilution effects are likely to influence the $^{230}\text{Th}_x$ concentrations, the observed variations can not totally be explained by this phenomenon. Since there are no indications for repeated winnowing and sediment focusing [7,8] (which might otherwise influence $^{230}\text{Th}_x$ fluxes), other causes for the observed $^{230}\text{Th}_x$ excursions are probable. As is discussed below, we believe that the large $^{230}\text{Th}_x$ variations (i. e. between stages 7 to 6, 6 to 5 and 2 to 1) are climatically controlled.

It has previously been established that, for upwelling areas, there is a relationship between high biogenic particle flux, i.e. high bioproductivity, and high $^{230}\text{Th}_x$ concentrations in sediments [14]. Similarly, it is possible to use fluxes of radionuclides like ^{210}Pb to approximate the amount of organic carbon delivered to the sediments over the past 100 years [15]. These findings were confirmed by sediment-trap investigations which indicate that the radionuclide transport to the ocean floor is mainly governed by the biogenic particle flux out of the euphotic zone [16,17,18,19], which is similar to the new (bio-) production [20]. These studies strongly imply that the downward

flux of radionuclides is governed principally by the amount of sinking organic matter. Hence it is possible that the variable $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentrations in the sediments of the Norwegian Sea are due to changes in paleoproductivity. Accordingly, the relatively low $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentrations of stages 2 and 6 (because of low precision of $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ in stage 8, we will exclude it from our discussion of paleoproductivity changes) are probably due to a relatively low organic paleoproductivity during these colder periods. Similarly, for the North American Basin [12], the Northern Indian Ocean [13] and the Atlantic Ocean [21] low $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentrations were found for sediments of the last glacial period (stage 2). The high $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentrations in stages 7, 5 and 1, which we have already mentioned, can in a similar manner be related to times of high bioproductivity. This has already been proposed for the Norwegian Sea for interglacial 1 and 5 [22]. Between the end of stage 7 and the maximum $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentrations (minimum $\delta^{18}\text{O}$ content) in stage 5 pronounced increases/decreases of $\delta^{18}\text{O}$ precede similar $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ variations. This offset of about 10 cm (approx. 5000 years) may be interpreted as being due to a time lag between changes in paleoproductivity and the ^{18}O control mechanism (and/or surface temperature) for seawater probably caused by the seasonal ice cover. This has been assumed for the Norwegian Sea during glacial stage 6 [7,22].

Fluctuations of $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ have been found to be typical for sediments from the Norwegian-Greenland Sea, the Fram Strait as well as the Arctic Ocean [23, 24]. Hence a correlation of sediment cores from these areas by the $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ profiles seems possible.

In the present study the age-corrected $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ profile (Tab. 1)

of a selected sediment core from the Fram Strait [23] is compared with the $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ profile of the Norwegian Sea (with only the latter being normalized to ^{232}Th as the Fram Strait sediments do not have significant carbonate contents). Although no $\delta^{18}\text{O}$ curve is available for the Fram Strait core these sediments can now be correlated with the sediments from the Norwegian Sea using $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ stratigraphy. This correlation (which is shown in Fig. 3) is based on:

1. calculation of average sedimentation rates (i. e. ages of sediments) derived from the $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ curve.
2. correlation of pronounced fluctuations in the $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ profiles.

More specifically, in our opinion, a correlation of core sections is possible when calculated ages of core sections are similar within a range of 15 %. Based on this correlation the relatively high (age-corrected) $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentrations in the Fram Strait core in 250-390 cm depth correspond to the interglacial stage 5 (note that the average sedimentation rate of 3 ± 0.3 cm/ky [23] for the Fram Strait core is almost twice as high as that for the Norwegian Sea core, resulting in a much better resolution of individual age-corrected $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ peaks). Moreover, various sediment sections of the Fram Strait core may now be related to specific paleoclimatic periods.

3. Conclusions

The similarity of the $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ concentration profile and the $\delta^{18}\text{O}$ record of planktonic foraminifera in a sediment core from the Norwegian Sea indicates a paleoceanographic and paleoclimatic control of the $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ in these sediments. The primary $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ fluctuations preserved in long sediment cores from high

latitudes can be used to establish a high resolution stratigraphy (using the $\delta^{18}\text{O}$ time scale of core 23059 from the Norwegian Sea as a reference) for those sediments of high latitudes where no $\delta^{18}\text{O}$ record is available. Despite possible local paleoproductivity variations and dilution effects, $^{230}\text{Th}_x$ data may be used as an indicator for climatically-controlled changes in paleoproductivity during the last 300.000 years.

Acknowledgement

We thank Colin Devey, Anton Eisenhauer, Gary M. McMurty and two anonymous reviewers for their critical comments. This work was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft. This is contribution no. 97 of the Sonderforschungsbereich 313, University Kiel.

References

1. N.J. Shackleton and N.D. Opdyke, Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238, *Quat. Res.* 3, 39-55, 1973.
2. W.F. Ruddiman and A. McIntyre, An evaluation of ocean-climate theories on the North Atlantic, in: *Milankovitch and Climate Part 2*, A.I. Berger et al., eds., pp. 671-686, Reidel, Dordrecht, 1984.
3. D.G. Martinson, N. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C.J. Moore and N.J. Shackleton, Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy, *Quat. Res.* 27, 1-29, 1987.
4. T.L. Ku, The uranium-series methods of age-determination, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 4, 347-379, 1976.
5. K.K. Turekian and J.K. Cochran, Determination of Marine Chronologies Using Natural Radionuclides, in: *Chemical Oceanography*, J.P. Riley and R. Chester, eds., pp. 313-360, Academic Press, London, 1978.
6. Goldberg, E. D. and Koide, M.: Geochronological studies of deep sea sediments by the Ionium/Thorium method.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 417-450, 1962.
7. R. Henrich, H. Kassens, E. Vogelsang and J. Thiede, Sedimentary Facies of Glacial-Interglacial Cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka, *Mar. Geol.* 86, 283-319, 1989.
8. E. Vogelsang, Paläoozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand von stabilen C- und O-Isotopen, PhD Thesis, University Kiel, 1990.
9. T.L. Ku, An evaluation of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ method as a tool for dating pelagic sediments, *Geophys. Res.* 70, 3457-3474, 1965.
10. A. Mangini, J. Dominik, P. J. Müller, and P. Stoffers, Pacific deep circulation: a velocity increase at the end of the interglacial stage 5?, *Deep Sea Research* 29, No. 12 a, 1517-1530, 1982.
11. D. Heye, Bestimmung der Sedimentationsraten nach der Jo/Th-Methode und Pa/Jo-Methode an Sedimenten des Indischen Ozeans, *Meteor Forschungserg.* C3, 15-22, 1970.
12. M. P. Bacon, Glacial to interglacial changes in carbonate and clay sedimentation in the Atlantic Ocean estimated from ^{230}Th measurements, *Isotop. Geosci.* 2, 97-111, 1984.
13. J.C. Scholten, Ein Beitrag zur Geochemie und Sedimentationsgeschichte am Carlsberg- und Mittelindischen Rücken, PhD Thesis, 151 pp., University Heidelberg, 1987.
14. A. Mangini and L. Diester-Haass, Excess ^{230}Th in sediments off NW Africa traces upwelling in the past, in: *Coastal Upwelling, Part A*, E. Suess and J. Thiede, eds., pp. 455-470, Plenum, New York, 1983.

15. W.S. Moore and J. Dymond, Correlation of ^{210}Pb removal with organic carbon fluxes in the Pacific Ocean, *Nature* 331, 339-341, 1988.
16. N.S. Fisher, J.K. Cochran, S. Krishnaswami and H.D. Livingston, Predicting the oceanic flux of radionuclides on sinking biogenic debris, *Nature* 335, 622-625, 1988.
17. H.C. Coale and K.W. Bruland, Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibria, *Limnol. Oceanogr.* 32 (1), 189-200, 1987.
18. M. P. Bacon, C.-A. Huh, A. P. Fleer and W. G. Deuser, Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Saragasso Sea, *Deep-Sea Res.* 32, 273-286, 1985.
19. K. Taguchi, K. Harada and S. Tsunogai, Particulate removal of ^{230}Th and ^{231}Pa in the biologically productive northern North Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.* 93, 223-232, 1989.
20. R. Epply and B.J. Peterson, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature* 282, 677-680, 1979.
21. B.L.K. Somayajulu, P. Sharma and W.H. Berger, ^{10}Be , ^{14}C and U-Th decay series nuclides and $\delta^{18}\text{O}$ in a box core from the central North Atlantic, *Mar. Geol.* 54, 169-180, 1983.
22. T. B. Kellog, J. C. Duplessy and N. J. Shackelton, Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores, *Boreas* 1, 61-73, 1978.
23. A. Eisenhauer, A. Mangini, R. Botz, P. Walter, J. Beer, M. Bonani, M. Suter and W. Wölfli, High resolution ^{230}Th and ^{10}Be stratigraphy of core M23235-2 (Fram Strait), in: *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, U. Bleil, J. Thiede, eds., pp. 475-488, *Nato Asi Series C Serie*, Kluwer Acad. Publ., 1990.
24. R. Botz, H. Bohrmann, A. Mangini, H. Paetsch, J.C. Scholten, P. Stoffers and J. Thiede, ^{230}Th stratigraphy of high latitude sediments: A transect from the Norwegian-Greenland Sea to the Arctic Ocean, *Terra abstr.* 1 (1), 334, 1989.

Figure captions

Fig. 1: Locations of studied cores. 1000m contour lines.

Fig. 2: $^{230}\text{Th}_x$ in dpm/g (dpm = decays per minute) and 1σ errors vs. depth. Solid line represents best logarithmic fit ($r=-0,82$; confidence level: 95 %) from which an average sedimentation rate of 1.9 cm/ky was calculated. $\delta^{18}\text{O}$ stages were defined from [7,8].

Fig.3: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ record and $^{230}\text{Th}_x^*$ profile of core 23059 from the Norwegian Sea and correlation with core 23235 from the Fram Strait. $^{230}\text{Th}_x^*$ expresses age-corrected $^{230}\text{Th}_x$ data which were normalized to ^{232}Th ($^{230}\text{Th}_x/^{232}\text{Th}$ dpm/ppm) to avoid $^{230}\text{Th}_x$ fluctuations caused by varying carbonate contents. $^{230}\text{Th}_x$ from the Fram Strait expresses age-corrected data, which were not normalized due to the insignificant carbonate contents in these sediments. Dashed lines indicate quality of core correlation less than 5 % as expressed by the difference of calculated sediment ages, whereas dotted lines indicate quality of core correlation between 5 and 15 %.

List of tables

Tab. 1: Measured ^{233}Th , ^{230}Th , AU and ^{238}U concentrations in core 23059 and calculated $^{230}\text{Th}^*$ data.

Tab. 2: ^{230}Th fluxes at different stage transitions.

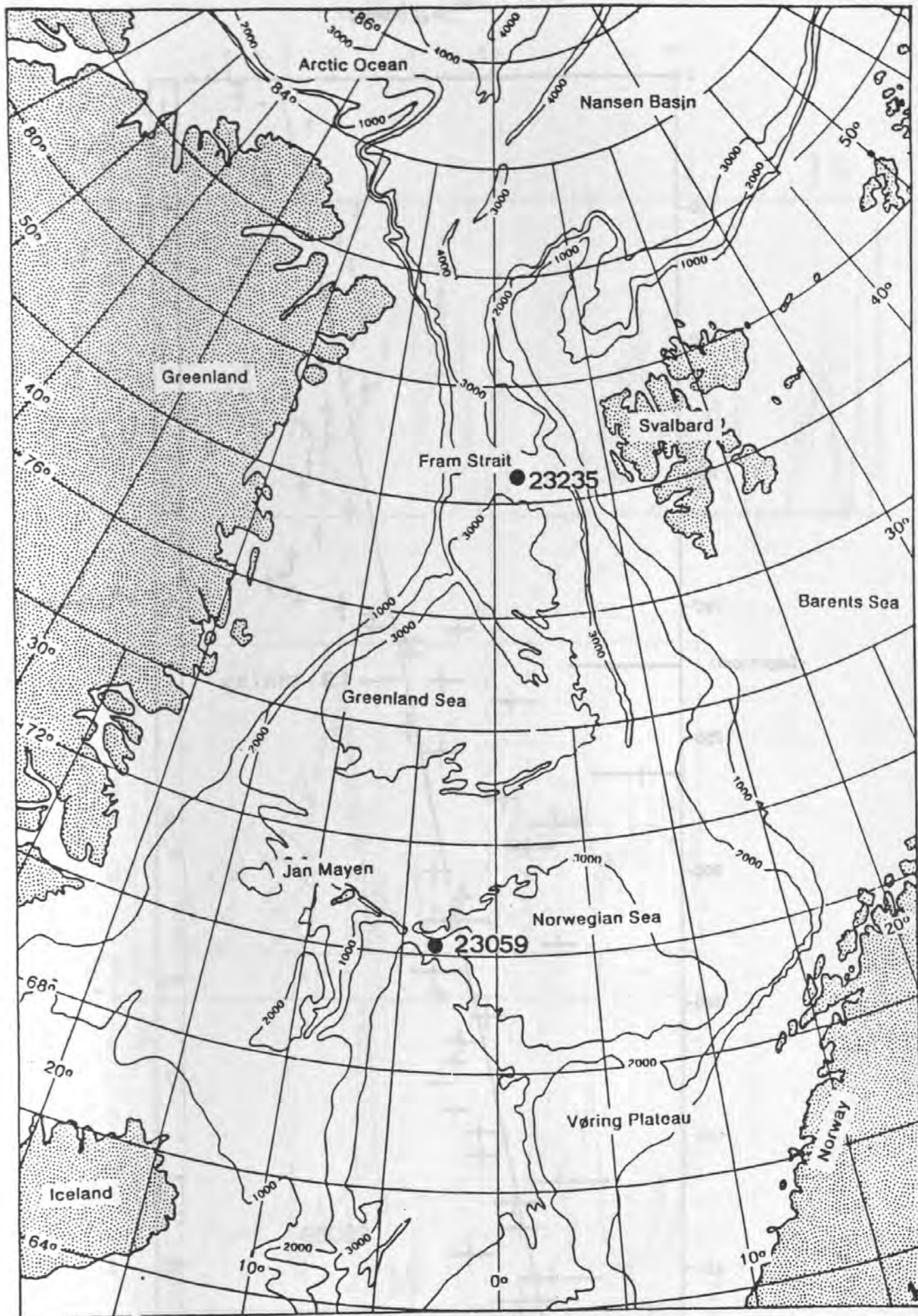


Fig. 1

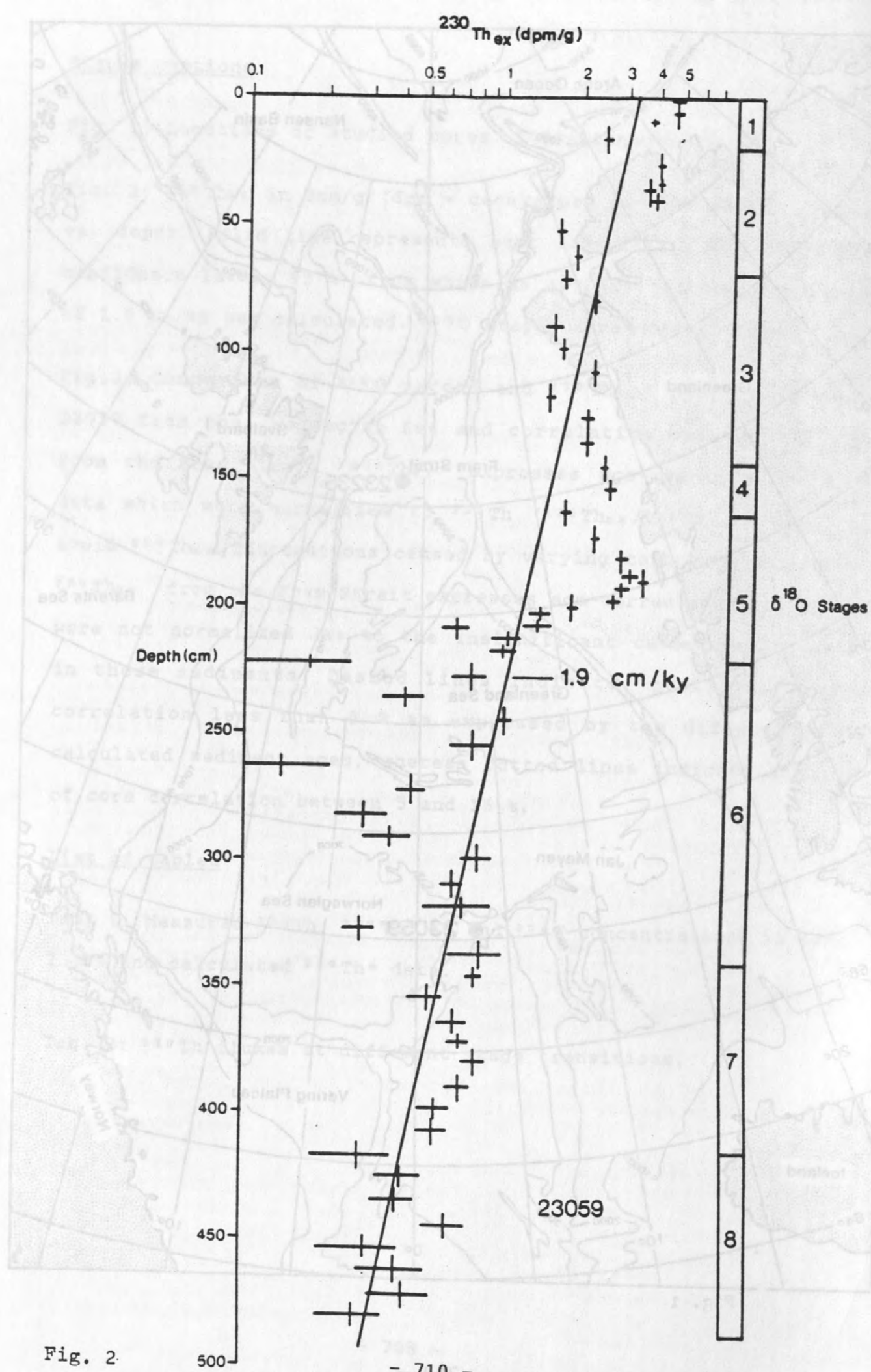


Fig. 2

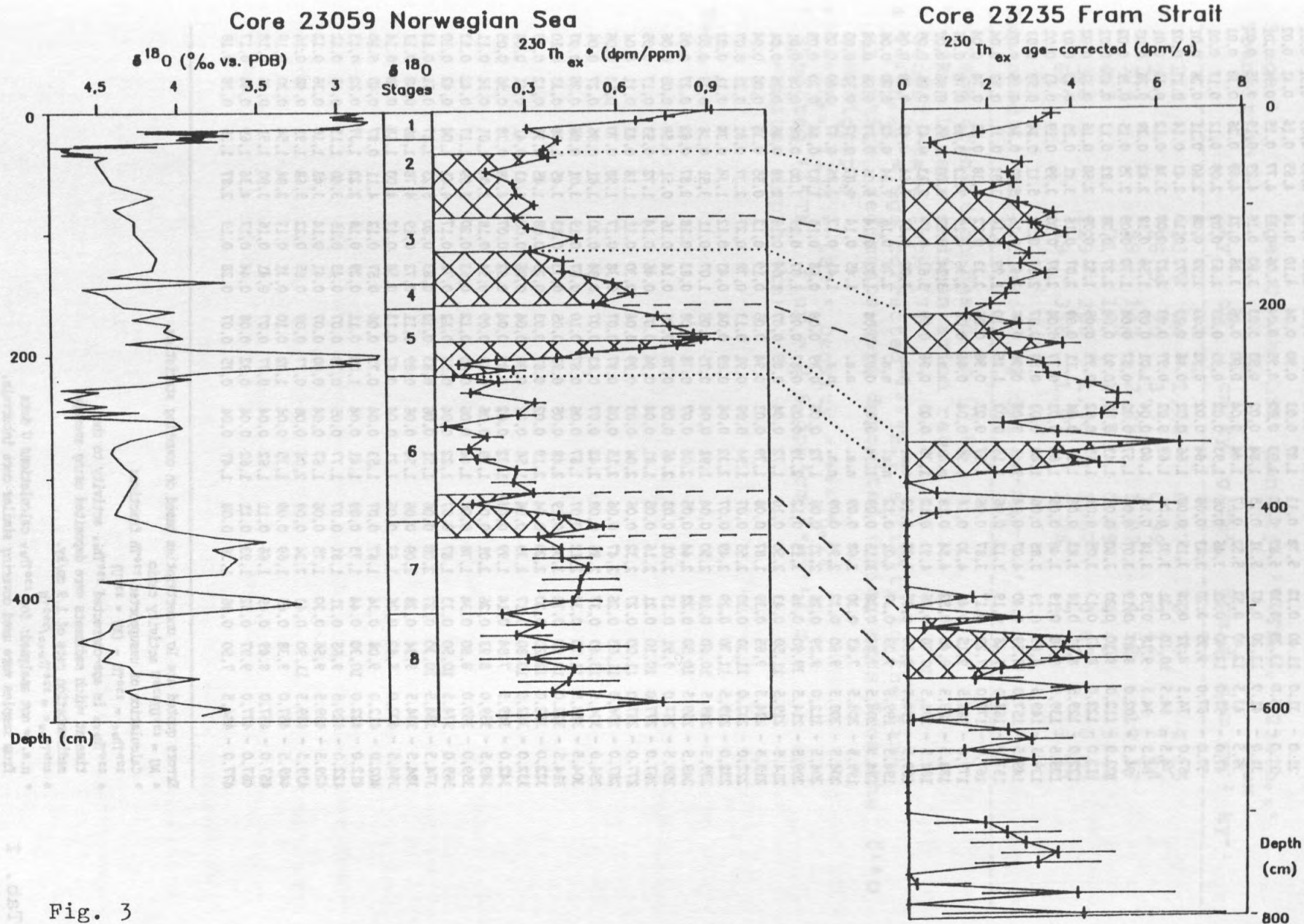


Fig. 3

Depth	^{232}Th		^{230}Th		^{230}U		AU =		$^{230}\text{Th}_x$ b		$^{230}\text{Th}_{xo}$ c		$^{230}\text{Th}_x$ = d	
(cm)	(ppm)	+/-	(dpm/g)	+/-	(dpm/g)	+/-	+/-	(dpm/g)	+/-	(dpm/g)	+/-	(dpm/ppm)	+/-	
0.0 - 2.0	5.08	0.50	5.31	0.25	0.62	0.01	1.09	0.11	4.63	0.26	4.66	0.26	0.92	0.10
1.0 - 11.0	6.15	0.19	5.53	0.09	0.94	0.01	1.02	0.04	4.57	0.10	4.71	0.10	0.77	0.03
8.5 - 11.0	5.96	0.39	4.67	0.17	1.06	0.01	0.83	0.05	3.79	0.18	3.97	0.19	0.67	0.05
11.0 - 21.0	8.64	0.20	3.87	0.07	1.46	0.01	0.97	0.03	2.45	0.08	2.65	0.09	0.31	0.01
21.0 - 31.0	11.40	0.32	5.78	0.11	1.87	0.03	0.90	0.04	4.10	0.14	4.65	0.16	0.41	0.02
31.0 - 36.0	13.20	0.30	5.89	0.10	1.93	0.02	0.95	0.04	4.06	0.13	4.77	0.15	0.36	0.01
36.0 - 41.0	12.20	0.47	5.31	0.15	1.84	0.02	0.93	0.03	3.60	0.16	4.29	0.19	0.35	0.02
36.5 - 43.5	12.40	0.52	5.52	0.17	1.84	0.04	0.90	0.06	3.86	0.21	4.69	0.26	0.38	0.03
47.0 - 57.0	12.40	0.21	3.46	0.06	1.93	0.02	0.95	0.03	1.63	0.09	2.09	0.12	0.17	0.01
57.0 - 67.0	9.95	0.20	3.43	0.06	1.64	0.02	0.92	0.03	1.92	0.08	2.60	0.11	0.26	0.01
67.0 - 74.5	8.92	0.28	3.15	0.08	1.66	0.02	0.86	0.03	1.72	0.10	2.43	0.14	0.27	0.02
74.5 - 84.5	10.10	0.21	3.91	0.06	1.69	0.02	0.97	0.03	2.27	0.08	3.34	0.12	0.33	0.01
84.5 - 94.5	9.18	0.35	3.18	0.10	1.60	0.04	1.01	0.09	1.56	0.18	2.42	0.28	0.26	0.03
94.5 - 102.0	8.87	0.19	3.07	0.06	1.57	0.02	0.87	0.04	1.70	0.09	2.75	0.15	0.31	0.02
102.0 - 112.0	8.10	0.20	3.60	0.06	1.43	0.02	0.93	0.04	2.27	0.08	3.82	0.13	0.47	0.02
112.0 - 122.0	8.47	0.13	3.05	0.04	1.55	0.02	0.99	0.05	1.52	0.09	2.68	0.16	0.32	0.02
122.0 - 129.5	8.91	0.18	3.83	0.06	1.59	0.04	1.11	0.09	2.07	0.16	3.81	0.29	0.43	0.03
129.5 - 139.5	9.38	0.19	3.46	0.06	1.80	0.03	0.77	0.04	2.07	0.10	3.99	0.19	0.43	0.02
139.5 - 149.5	8.65	0.19	3.85	0.06	1.48	0.03	0.89	0.07	2.53	0.12	5.11	0.24	0.59	0.03
149.5 - 157.0	8.59	0.40	4.07	0.14	1.41	0.02	0.99	0.06	2.67	0.16	5.63	0.34	0.66	0.05
157.0 - 167.0	7.48	0.19	3.12	0.06	1.16	0.03	1.15	0.10	1.79	0.14	3.93	0.31	0.52	0.04
167.0 - 177.0	7.29	0.17	3.87	0.06	1.57	0.03	0.98	0.06	2.33	0.12	5.38	0.28	0.74	0.04
177.0 - 184.5	9.15	0.40	4.30	0.14	1.56	0.04	0.86	0.08	2.96	0.19	7.13	0.46	0.78	0.06
184.5 - 189.5	9.40	0.52	4.54	0.18	n.a.*		n.a.		3.24	0.22	8.05	0.55	0.86	0.07
184.5 - 194.5	10.70	0.36	4.93	0.12	1.35	0.03	0.96	0.09	3.63	0.17	9.13	0.43	0.85	0.05
189.5 - 194.5	8.66	0.35	4.30	0.12	n.a.		n.a.		3.00	0.17	7.64	0.43	0.88	0.06
194.5 - 199.5	9.03	0.37	4.01	0.12	n.a.		n.a.		2.78	0.16	7.24	0.42	0.80	0.06
194.5 - 204.5	7.47	0.28	3.15	0.09	1.34	0.03	0.92	0.08	1.92	0.14	5.06	0.37	0.68	0.06
199.5 - 204.5	7.43	0.30	2.68	0.09	n.a.		n.a.		1.45	0.14	3.87	0.37	0.52	0.05
204.5 - 209.5	9.60	0.32	2.94	0.09	n.a.		n.a.		1.41	0.17	3.86	0.47	0.40	0.05
204.5 - 212.0	9.29	0.26	2.21	0.06	1.72	0.06	0.89	0.08	0.68	0.16	1.87	0.44	0.20	0.05
209.5 - 214.5	39.90	0.86	3.15	0.12	2.39	0.05	0.87	0.05	1.07	0.17	3.00	0.48	0.08	0.01
214.5 - 219.5	11.50	0.43	2.50	0.10	1.72	0.04	0.85	0.07	1.04	0.16	2.98	0.46	0.26	0.04
219.5 - 224.5	9.65	0.39	1.87	0.08	1.79	0.03	0.94	0.05	0.19	0.12	0.55	0.35	0.06	0.04
222.0 - 232.0	11.30	0.30	2.55	0.07	1.94	0.09	0.91	0.13	0.78	0.27	2.37	0.81	0.21	0.07
232.0 - 239.5	11.70	0.29	2.49	0.07	2.32	0.04	0.89	0.04	0.43	0.12	1.34	0.38	0.11	0.03
239.5 - 249.5	10.60	0.18	2.50	0.04	1.91	0.04	0.75	0.05	1.07	0.11	3.51	0.36	0.33	0.03
249.5 - 259.5	10.50	0.22	2.44	0.05	2.06	0.07	0.78	0.08	0.83	0.18	2.87	0.62	0.27	0.06
259.5 - 267.0	9.91	0.15	2.01	0.03	2.46	0.05	0.76	0.06	0.14	0.16	0.51	0.58	0.05	0.06
267.0 - 277.0	10.10	0.21	2.16	0.05	1.81	0.04	0.94	0.07	0.46	0.14	1.72	0.53	0.17	0.05
277.0 - 287.0	11.00	0.27	2.32	0.06	2.04	0.03	0.99	0.04	0.30	0.11	1.18	0.43	0.11	0.04
287.0 - 294.0	11.60	0.26	2.47	0.06	2.15	0.06	0.97	0.07	0.38	0.17	1.58	0.70	0.14	0.06
294.0 - 304.5	13.40	0.37	2.85	0.08	2.42	0.07	0.83	0.07	0.84	0.20	3.61	0.86	0.27	0.06
304.5 - 314.5	11.70	0.34	2.12	0.07	1.67	0.06	0.87	0.10	0.67	0.19	3.01	0.86	0.26	0.07
314.5 - 322.0	10.60	0.72	3.04	0.19	2.48	0.05	0.93	0.05	0.73	0.23	3.45	1.08	0.33	0.10
322.0 - 332.0	12.20	0.20	2.20	0.04	2.19	0.02	0.87	0.03	0.29	0.08	1.45	0.39	0.12	0.03
332.0 - 342.0	10.80	0.17	2.39	0.04	1.56	0.02	0.98	0.04	0.86	0.08	4.43	0.41	0.41	0.04
342.0 - 349.5	7.84	0.14	1.99	0.04	1.32	0.02	0.89	0.04	0.82	0.07	4.38	0.38	0.56	0.05
349.5 - 359.0	8.93	0.26	2.01	0.06	1.79	0.06	0.82	0.09	0.54	0.18	3.04	1.01	0.34	0.11
359.0 - 369.0	8.80	0.34	1.78	0.08	1.44	0.06	0.80	0.12	0.63	0.20	3.69	1.17	0.42	0.13
369.0 - 374.5	10.50	0.33	1.87	0.07	1.22	0.04	0.94	0.12	0.72	0.17	4.41	1.04	0.42	0.10
374.5 - 384.5	10.30	0.27	2.08	0.06	1.51	0.06	0.83	0.12	0.83	0.20	5.23	1.27	0.51	0.12
384.5 - 394.5	9.94	0.28	2.09	0.06	1.54	0.06	0.89	0.11	0.72	0.19	4.78	1.26	0.48	0.13
394.5 - 402.0	8.42	0.26	1.63	0.06	1.21	0.04	0.87	0.13	0.58	0.17	4.00	1.18	0.48	0.14
402.0 - 412.0	9.08	0.34	1.67	0.07	1.53	0.04	0.72	0.06	0.57	0.12	4.11	0.87	0.45	0.10
412.0 - 422.0	10.30	0.44	1.73	0.09	1.41	0.04	1.02	0.11	0.29	0.18	2.22	1.37	0.22	0.13
422.0 - 429.5	9.65	0.31	1.81	0.07	1.77	0.05	0.78	0.07	0.43	0.15	3.40	1.19	0.35	0.12
429.5 - 439.5	9.56	0.30	1.75	0.06	1.67	0.04	0.80	0.07	0.41	0.14	3.43	1.16	0.36	0.12
439.5 - 449.5	11.90	0.43	2.24	0.09	2.06	0.08	0.77	0.09	0.65	0.22	5.68	1.91	0.48	0.16
449.5 - 457.0	9.38	0.45	1.69	0.09	1.35	0.04	1.02	0.10	0.31	0.17	2.84	1.54	0.30	0.16
457.0 - 467.0	8.49	0.49	1.66	0.11	1.62	0.04	0.77	0.07	0.41	0.16	3.90	1.51	0.46	0.18
467.0 - 477.0	9.97	0.52	1.93	0.11	1.62	0.04	0.92	0.08	0.44	0.17	4.36	1.69	0.44	0.17
477.0 - 484.5	7.50	0.36	1.38	0.08	1.47	0.04	0.75	0.07	0.28	0.13	2.87	1.35	0.38	0.18

Errors quoted are 1σ uncertainties based on counting statistics.

a AU = $^{230}\text{U}/^{232}\text{Th}$ activity ratio

b Calculation of unsupported ^{230}Th fraction:

$^{230}\text{Th}_x = ^{230}\text{Th} - (\text{AU} \times ^{232}\text{Th})$

c $^{230}\text{Th}_{xo}$ is age-corrected $^{230}\text{Th}_x$ activity to the time at which sediments were deposited using average sedimentation rate of 1.9 cm/ky.

d $^{230}\text{Th}_x = ^{230}\text{Th}_{xo}/^{232}\text{Th}$

e n.a. = not analysed; for $^{230}\text{Th}_x$ calculations U data from samples were used covering similar core intervals.

Tab. 1

Stage ^a Transition	Age ky	Depth cm	LSR ^b cm/ky	Density ^c g/cm ³	²³⁰ Th _{x0} ^d dpm/g	²³⁰ Th _x ^e flux dpm cm ⁻² ky ⁻¹
1/2	13.5	24	1,76	0,87	2,70	4,15
2/3	26.5	70	3,57	0,99	2,22	7,84
3/4	59	142	2,25	1,02	4,52	10,37
4/5	71	157	1,25	0,99	4,40	5,44
5/6	129	220	1,08	1,07	0,63	0,63
6/7	189	338	1,97	1,28	2,77	6,97

Expected ²³⁰Th_x flux: 5,93 dpm cm⁻²ky⁻¹ ^f

^a Stage transition based on [7,8]

^b LSR = Linear sedimentation rate

^c Density data from [7]

^d ²³⁰Th_{x0} = age corrected ²³⁰Th_x activity to the time at which sediments were deposited (using ages from the $\delta^{18}O$ stratigraphy.

^e ²³⁰Th_x flux = LSR * Density * ²³⁰Th_{x0}

^f Expected ²³⁰Th_x flux = 2,6 dpm*cm⁻²*ky⁻¹ * z;

z = water depth (km)

Tab. 2

Analysis of Sedimentary Organic Matter of a Glacial/Interglacial
Change (oxygen isotope stage 6/5) in the Norwegian-Greenland Sea.

by

R. Botz¹, H. Erlenkeuser², J. Koch³ and H. Wehner³

Abstract

Organic petrographical investigations of Norwegian Sea-sediments deposited during oxygen isotope stages 6 and 5 show significant changes in the relative amounts of "reactive" (vitrinite, liptinite) to "inert" (inertinite, graphite) particles. The $\delta^{13}\text{C}$ values of the total organic fraction reflect the variable content of reactives, e.g. they are more negative (to -23.9‰) when the reactive components increase. The n-alkane distribution shows that the soluble organic matter deposited during late stage 6 and 5e reveals relatively low odd-even-predominance indices (OEP) associated with shorter chain-lengths. This indicates a higher marine algal contribution during stage 6 (5e) compared with stage 5d to 5a.

¹Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel, F.R.G.; ²Institut für Kernphysik, Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel, F.R.G.; ³Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 3000 Hannover 51

submitted to Marine Geology

Introduction

Sediments from the Norwegian Sea area show various lithofacies types ranging from brownish foraminiferal mud to very dark gray relatively organic-rich sediments (Eldholm et al., 1987; Henrich et al., 1989). These various sediment types are thought to be related to the paleoceanographic conditions in the Norwegian Sea (Henrich et al., 1989). The comparatively organic-rich sediments occur in all sediment cores investigated from the Norwegian Sea. However the distinct organic-rich layers may be the result of one or diverse sedimentation processes. The presence of high amounts of algal-derived organic matter in the sediments is either related to bioproductivity maxima or it could also reflect a low decomposition rate within the water column or sediment. On the other hand, based on n-alkane investigations, organic matter of terrigenous origin was found to significantly contribute to the organic content of the sediments too (Debyser et al., 1977). Thus, paleoceanographic conclusions if based on the variable amounts of organic matter (OM) in sediments alone are possibly misleading. Rather the type and composition of the organic matter may help to distinguish between its autochthonous or allochthonous character and, thus, allows speculation about the paleoceanographic conditions during sedimentation.

Materials and Methods

The present study concentrated on sediment core 23059-3 from the Norwegian-Greenland Sea (Fig.1). The core was retrieved from a water depth of around 2258 m. The core length is 615 cm. The lithofacies and sediment stratigraphy have been discussed in detail by Henrich et al. (1989). The samples taken for the present study derived from a core depth of 150 cm to 258 cm. This corresponds to the oxygen isotope stages 4 to 6. The sediments consist of brownish foraminiferal mud (stages 4, 5) and olive gray and yellowish brown sediments (stage 6). Note that the sample sets used for organic geochemical and petrological investigations are different due to the scarcity of sample material.

Organic petrology

Polished sections of both bulk sediment and organic matter concentrates (from fractions $< 10 \mu\text{m}$ and $> 10 \mu\text{m}$) were investigated by incident light microscopy. The random reflectance ($R_r \%$) of vitrinite particles was measured using the coarse fraction. The percentages of coaly particles (vitrinite, inertinite), graphite as well as autochthonous fresh and allochthonous mature liptinite were counted (Tab. 1). The fluorescence of the liptinite was recorded using blue-light excitation by a high-pressure mercury lamp.

Organic geochemistry

The sediments were gently treated with 2 % HCl (40°C ; 1 h) to remove the carbonate and then combusted at 950°C (CuO furnace). The CO_2 was purified from isotopically interfering NO_x compounds over elementary Cu at 450°C and was collected for determination of total organic carbon content (TOC) and stable isotope analysis. The TOC content of the samples selected for extraction purposes was determined with a LECO CS 344 analyser.

The data are given in the usual δ notation:

$$\delta = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} * 1000 (\%) \text{ rel. PDB.}$$

Selected samples (10 to 20 g are necessary for extraction due to the generally low organic content) were extracted within a Soxhlet apparatus for 18 hours using dichlormethane. The bulk extract was analysed using a coupled gaschromatographic/massspectrometric system (25 m SE-54; quartz capillary column, recording the mass fragments m/z 71, 191, 217).

Results

Organic Petrology

In general the amount of microscopically detectable organic matter is very low within bulk sediment samples. Therefore the concentrated OM samples were used for quantitative determination of OM components (macerals). The major components are vitrinite and inertinite fragments and graphite particles. Minor components are heterogenous coal particles, mature liptinite as well as fresh autochthonous liptinite. Weathered (to variable degrees) vitrinite and inertinite particles are frequently present in all samples. The quantitative microscopic analysis shows that the sediments contain a range of coals (probably five or six coal types) in the maturity range 0.3 to 1.2 % Rr. The results of particle-counting (>10 μm fraction) are shown in Table 1. For an easier reading some data are presented in Figure 2 where the ratio of reactive to inert particles is shown. The ratio is defined as $\Sigma(\text{vitrinite} + \text{coal particles} + \text{liptinite}) / \Sigma \text{inertinite} + \text{graphite}$. As shown in Figure 2 this ratio is increasing with depth in the approximate depth range of 210 to 255 cm.

Organic geochemistry

The organic geochemistry data are presented in Figure 2 and Table 2. The carbon isotope composition of the total organic fraction varies between -21.9‰ in the upper part of the core interval studied and -23.9‰ in the lower part. On the average, the $\delta^{13}\text{C}$ values above 220 cm depth are on a higher, i.e. isotopically "heavier" level than in the depth range below which comprises the late glacial oxygen isotope stage 6 and the subsequent deglacial of Termination II.

The amount of extractable organic matter (normalized to the total organic carbon content) is exceptionally high only in sample 210.5-215 cm deposited during the Eemian (Tab. 2). The n-alkane distribution shows a distinct Odd-Even-Predominance in the range of 2.9 to 4.6. Although the number of data is limited OEP reveals a general decrease downcore between the upper two and the lower samples. In contrast the ratio of short chained (C_{19} - C_{22}) to long chained (C_{26} - C_{29}) n-alkanes is increasing with depth and shows a distinct negative correlation with OEP.

Discussion

The organic matter of the investigated part of core 23059-3 was deposited during oxygen isotope stages 6 and 5 (Henrich et al., 1989). Thus it covers one of the most pronounced paleoclimatic and paleoceanographic changes during the last 300.000 years. The sediments of the Norwegian Sea preserve a record of the major patterns of the surface water circulation (Gorshkova, 1960; Kellog, 1975), and various authors reconstructed the glacial and interglacial paleoceanographic situations based on sedimentological and micropaleontological work as well as on stable isotope studies on foraminifera (Kellog, 1977; 1988; Kellog et al., 1978; Streeter et al., 1982; Belanger and Streeter, 1980).

The petrographic investigations of the sedimentary organic matter from core 23059-3 show that no major changes occur in the type of the organic fraction deposited during the late glacial (6) and interglacial (5) periods. However, there are significant changes recorded in the amount of "reactive" to "inert" components of the microscopically observed organic particles. Although the causes for varying the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -ratio of the sedimentary organic matter are numerous and the relation between the $\delta^{13}\text{C}$ of the TOC and the fraction of the $>10\mu\text{m}$ organic particulates is not readily evident, we note that the variations of the reactive-to-inert-ratio appear to correspond with the ^{12}C content of the total organic carbon: high amounts of reactive components correspond with relatively low $\delta^{13}\text{C}$ values (Fig. 2). In particular sample 243 to 245 cm contains the highest amount of liptinite and also has the lowest $\delta^{13}\text{C}$ value (Tab. 2, 3). Lipids are enriched in ^{12}C relative to the total organic matter (Galimov, 1973; 1978). Therefore, the microscopic observation that the ratio of reactive to inert particles is distinctly higher in the lower part of the core section may be explained by the relatively high amount of this reactive ^{12}C -rich liptinite. The Eh=0 level in core 23059-3 is located at a core depth of around 200 to 230 cm (Balzer, 1989). Oxidizing conditions during transport (and within the upper 200 to 230 cm of sediment) probably caused a more readily decomposition of the reactive liptinite (and perhaps vitrinite) during stage 5. However, the sediments below 200 to 230 cm (including stage 6) were less oxidized during transport and/or after deposition. Liptinite and vitrinite were then decom-

posed by anaerobic bacterial activity at a much slower rate. Alternatively, the data (Tab. 1 and Tab. 3) show a detailed (inverse) relationship between the coal particle fraction and the $\delta^{13}\text{C}$ of the TOC. The possible influence of both, the liptinite and the coal particulates, on the $\delta^{13}\text{C}$ of the TOC may be due to a supply from northern source areas, such as Siberia, by ice transport. Bischof et al. (1990) have shown that in the eastern Norwegian Sea, a distinct input pulse of large maceral particles ($>500\text{ }\mu\text{m}$) occurred to the sites east of core 23059-3 - though not to site 23059-3 itself - by the end of isotope stage 6.

The analysis of the n-alkane distribution shows that the OEP and the $\text{C}_{19}\text{-C}_{22}$ to $\text{C}_{26}\text{-C}_{29}$ ratio change with increasing core depth (Fig. 2). Furthermore both parameters are negatively correlated. Both parameters are commonly used for a classification of the organic matter (Eglinton and Murphy, 1968; Scalani and Smith, 1970; Bray and Evans, 1961).

The decreasing OEP together with the parallel increase in the ratio of short chained to long chained n-alkanes probably show a change in the relative amounts of terrestrial to marine organic matter in the sediments and suggest that the sediments from the late glacial period stage 6 (and in particular from the Eemian stage 5e) contain a relatively higher amount of marine algal material than sediments from the middle and late interglacial period of stage 5. The increasing amount of terrestrial organic matter in sediments of oxygen isotope stage 5 corresponds with an increasing amount of terrestrial dropstones in these sediments as described by Henrich et al., (1989). This could possibly imply an ice transport of the terrigenous organic fraction. On closer inspection, the n-alkane chain length ratio and the $\delta^{13}\text{C}$ of the TOC appear to vary in parallel in parts of the core, such as below 210 cm depth. This suggests that the ratio of marine organic (algal) matter, with shorter n-alkane molecules and comparatively heavy $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -composition, and terrigenous matter (longer n-alkane chains, $\delta^{13}\text{C}$ about -26‰ or less) has undergone detailed variations through the course of the paleoclimatic history.

Conclusions

The sediments of core 23059-3 contain organic matter of marine and terrestrial origin. The terrestrial organic matter perhaps derived from ice-rafting preferentially during the middle and late interglacial period 5. In sediments of stage 6 a relatively high ^{12}C -rich liptinite content is observed. This probably reflects the less oxidized character of the organic matter within the glacial sediments of isotope stage 6.

Acknowledgement

The study was supported by a grant from the German Research Foundation for the joint research project SFB 313 at Kiel University.

This is publication 108 of the SFB 313.



References

- Balzer, W., 1989. Chemische Reaktionen und Transportprozesse in oberflächennahen Sedimenten borealer und polarer Meeresgebiete. Habilitationsschrift der Universität Kiel. pp. 1-312.
- Belanger, P.E. and Streeter, S.S., 1980. Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian-Greenland Sea. *Mar. Micropaleontol.*, 5: 401-428.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R. and Thiede, J., 1990. Ice-rafted coal fragments in Quaternary Nordic Seas sediments: An enigma. *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- Bray, E.E. and Evans, E.D., 1961. Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 22: 2-15.
- Debyser, Y., Pelet, R. and Dastillung, M., 1977. Géochimie organique de sédiments marins récents: Mer Noire, Baltique, Atlantique (Mauritanie). In: *Advances in Organic Geochemistry 1975*. Campos, R., Goni, J. (eds.). Madrid, pp. 289-320.
- Eglinton, G. and Murphy, M.T.J., 1969. *Organic Geochemistry, methods and results*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., 1987. Proc., Init. Reps. ODP 104, Part A.
- Galimov, E.M., 1973. Carbon isotopes in oil and gas geology (in Russian). Moscow: Nedra, English translation: Washington: NASA TT F-682.
- Galimov, E.M., 1978. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in kerogen. In: *Kerogen*. Durand, B (ed.). Paris: Technip.
- Gorshkova, T.I., 1960. Sediments of the Norwegian Sea. In: *Proc. Int. Geol. Congr.*, 21st, Colloq., 10, Submarine Geology. pp. 16-22.
- Kellog, T.B., 1975. Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Seas. In: S.A. Bowling and G. Weller (Editors), *Climate of the Arctic*. Univ. Alaska, Fairbanks, pp. 103-127.
- Kellog, T.B., 1977. Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian-Greenland Seas: the last 450,000 years. *Mar. Micropaleontol.*, 2: 235-249.
- Kellog, T.B., 1980. Paleoclimatology and Paleoceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Glacial-interglacial contrasts. *Boreas*, 9: 115-137.

- Kellog, T.B., Duplessy, J.C. and Shackleton, N.J., 1978. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores: Glacial-interglacial contrasts. *Boreas*, 7: 61-73.
- Scalan, R.S. and Smith, J.E., 1970. An improved measure of the odd-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 611-620.
- Streeter, S.S., Belanger, P.E., Kellog, T.B. and Duplessy, J.C., 1982. Late Pleistocene paleoceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Benthic foraminiferal evidence. *Quat. Res.*, 18: 72-90.

Figure captions

Figure 1: Location of core 23059-3 in the Norwegian-Greenland Sea

Figure 2: Organic geochemical and organic petrographical results on sediments from core 23059-3 (Norwegian-Greenland Sea)

Table captions

Table 1: Petrographical results-coarse fraction ($> 10 \mu\text{m}$) particle counting

Table 2: Organic geochemical results-TOC, soluble organic matter and the n-alkane characteristic

Table 3: Isotope geochemical results of the TOC-fraction

FIG. 1

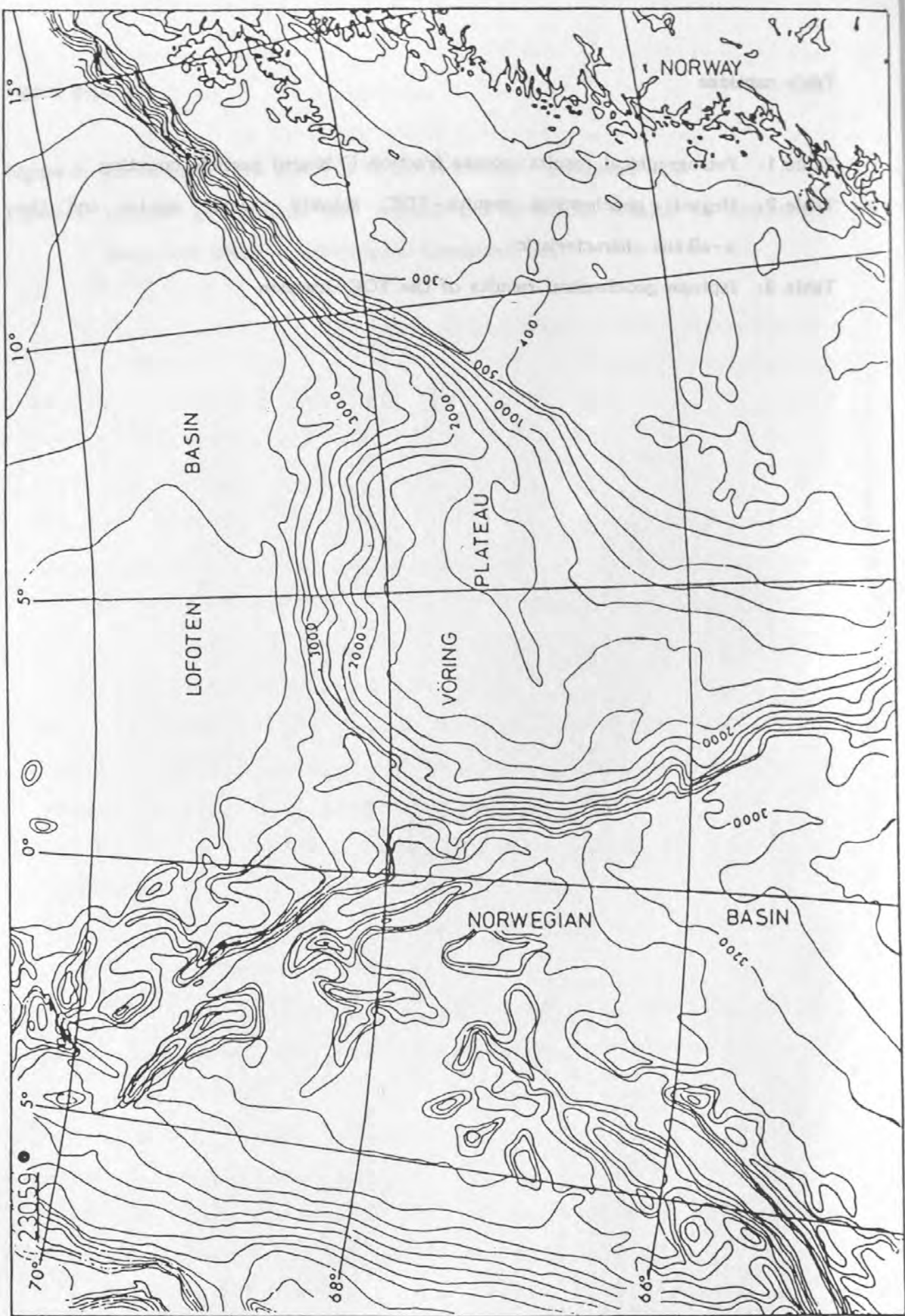
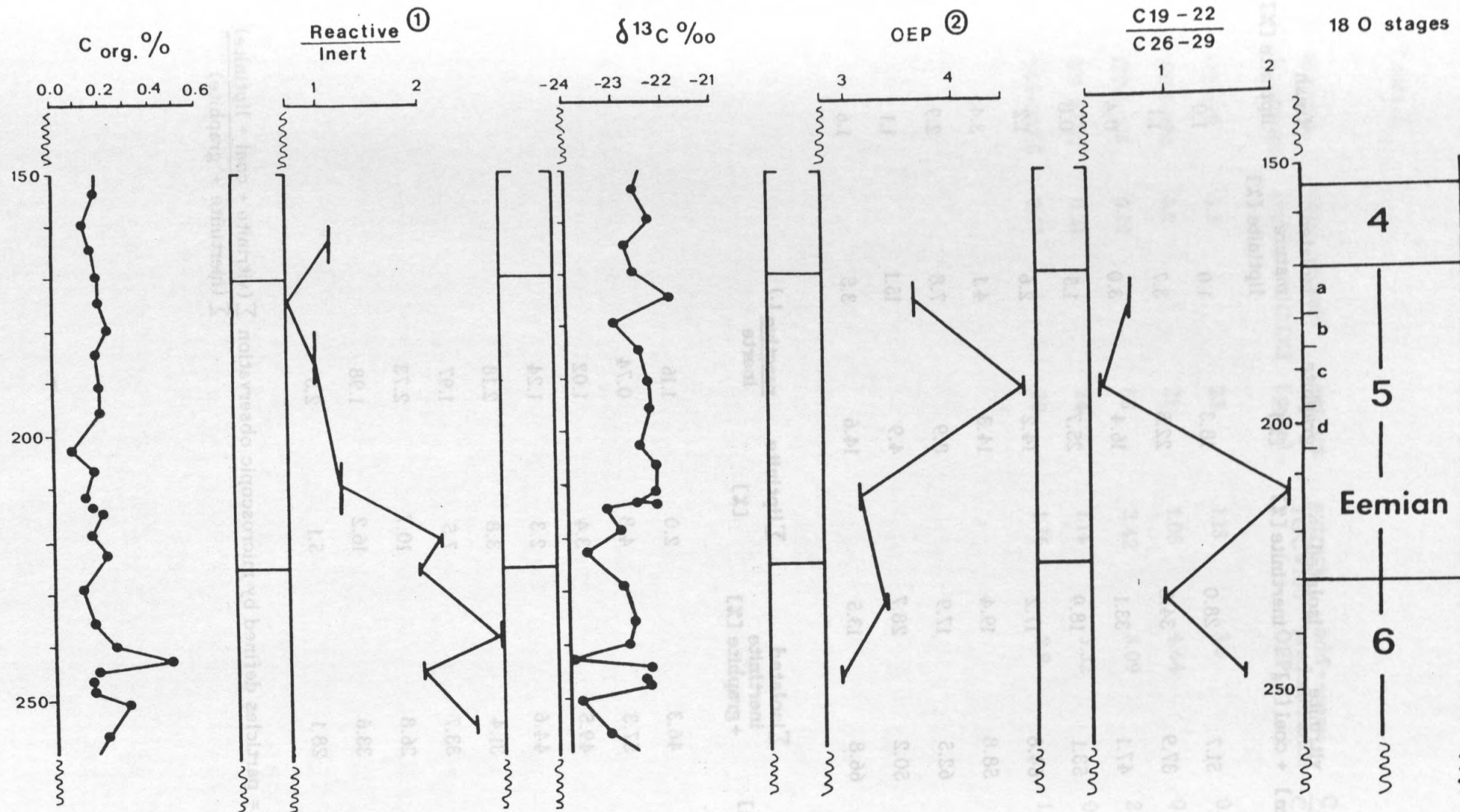


Fig. 2

- 727 -



① $\frac{\text{Reactive}}{\text{Inert}}$ = particles defined by microscopic observation (see table)

② odd - even - predominance

Table 1

Samples depth [cm]	vitrinite + coal [%]	isolated inertinite [%]	graphite [%]	isolated mature liptinite [%]	fresh liptinite [%]
160-167	51.7	28.0	18.3	1.0	1.0
167-180	37.9	34.8	22.5	3.7	1.1
180-190	47.1	33.1	16.4	3.0	0.4
205-215	53.1	18.9	25.7	1.5	0.8
218-220	64.8	17.2	14.2	2.6	1.2
224-226	58.8	19.4	14.3	4.1	3.4
235-240	62.5	17.9	8.9	7.8	2.9
243-245.5	50.2	28.7	4.9	15.1	1.1
253-256	66.8	13.5	14.6	3.5	1.6

Samples depth [cm]	Σ isolated inertinite + graphite [%]	Σ liptinite [%]	<u>reactive</u> ^{1.)} inerte
160-167	46.3	2.0	1.16
167-180	57.3	4.8	0.74
180-190	49.5	3.4	1.02
205-215	44.6	2.3	1.24
218-220	31.4	3.8	2.18
224-226	33.7	7.5	1.97
235-240	26.8	10.7	2.73
243-245.5	33.6	16.2	1.98
253-256	28.1	5.1	2.5

1.) $\frac{\text{reactive}}{\text{inerte}} = \text{particles defined by microscopic observation } \frac{\Sigma(\text{vitrinite} + \text{coal} + \text{liptinite})}{\Sigma(\text{inertinite} + \text{graphite})}$

Table 2

samples depth [cm]	total organic carbon TOC [%]	extract [ppm]	<u>extract</u> TOC*100	odd - even - predominance OEP ₂₉	$\frac{C_{19-22}}{C_{26-29}}$
172-179	0.2	23	1.15	3.6	0.65
190.5-194	0.2	21	1.05	4.64	0.36
210.5-215	0.19	65	3.42	3.09	2.15
231-233.5	0.21	24	1.14	3.32	0.91
245-247.5	0.17	30	1.76	2.9	1.72

Table 3

Tiefe (cm)	C(org.) %	$\delta^{13}\text{C}$ ‰
114,5	0,18	-22,0
119,5	0,18	-22,5
124,5	0,17	-21,9
129,5	0,18	-22,3
133,5	0,22	-22,6
138,5	0,21	-22,5
144,5	0,23	-22,8
149,5	0,20	-23,0
149,5	0,19	-22,9
149,5	0,18	-22,5
153,5	0,17	-22,6
159,5	0,13	-22,3
164,5	0,16	-22,8
169,5	0,18	-22,7
174,5	0,19	-21,9
179,5	0,22	-23,0
184,5	0,18	-22,6
190,5	0,19	-22,4
195,5	0,19	-22,3
202,5	0,07	-22,5
206,5	0,16	-22,2
211,5	0,13	-22,3
213,5	0,17	-22,6
213,5	0,16	-22,2
214,5	0,19	-23,3

Table 3 continued

Tiefe (cm)	C(org.) %	$\delta^{13}\text{C}$ ‰
218,5	0,15	-23,0
222,5	0,21	-23,7
229,0	0,11	-22,9
235,5	0,17	-22,7
239,8	0,24	-22,8
242,5	0,48	-23,9
244,5	0,18	-22,4
246,5	0,15	-22,5
247,5	0,16	-22,4
250,5	0,30	-23,8
256,5	0,21	-23,2
261,5	0,15	-22,5
267,5	0,24	-23,7
273,5	0,44	-23,9

Akkumulationsraten von Oberflächensedimenten der Norwegisch-Grönländischen See

H. Paetsch, R. Botz, J. Scholten & P. Stoffers

Kurzfassung

Am Beispiel der Norwegisch-Grönländischen See wird gezeigt, daß es allein über die Bestimmung von $^{230}\text{Th}_x$ -Konzentrationen in Oberflächensedimenten möglich ist, durchschnittliche Akkumulationsraten und Sedimentationsraten für die letzten 2000 bis 5000 Jahre zu berechnen. Die für dieses Gebiet ermittelten Akkumulationsraten spiegeln die rezente ozeanographische Situation wider.

Einführung

Für paläozeanographische Rekonstruktionen ist es von grundlegender Bedeutung, die Wechselwirkung zwischen Ozeanographie und Sedimentation im Rezenten zu verstehen. Mit Hilfe von Akkumulationsraten können die Sedimentationsbedingungen quantitativ beschrieben werden. Einen einfachen Ansatz zur Bestimmung dieses wichtigen Parameters bieten Radionukliduntersuchungen an Sedimentoberflächen.

Die sehr große Partikelreaktivität von Thorium bedingt eine relativ kurze durchschnittliche Verweilzeit von ^{230}Th im Ozean von 5 bis 40 Jahren (ANDERSON, 1981). Dies führt dazu, daß das in der Wassersäule aus dem Zerfall des homogen verteilten Mutterisotops ^{234}U entstehende ^{230}Th sehr schnell an Teilchen angelagert und mit diesen zum Meeresboden transportiert wird, so daß es kaum zu einem lateralen Transport von ^{230}Th im Meerwasser kommt (YANG et al., 1986). Obwohl bei Sedimentfallenuntersuchungen teilweise sehr große jahreszeitliche Schwankungen im ^{230}Th -Fluß beobachtet worden sind (BACON et al., 1985), ist dennoch zu erwarten, daß über den hier betrachteten Zeitraum von mehr als 1000 Jahren der ^{230}Th -Fluß als konstant angenommen werden kann.

Größere ^{230}Th -Fluß-Variationen, die durch eine Veränderung des Klimas und dadurch bedingt der Bioproduktivität hervorgerufen werden können (MANGINI & DIESTER-HAASS, 1983; SCHOLTEN et al., 1990), sind für den Zeitraum der letzten 5000 Jahre in dem betrachteten Gebiet nicht zu erwarten.

Um nun aus $^{230}\text{Th}_x$ -Konzentrationen in Oberflächensedimenten Abschätzungen über Sedimentations- und Akkumulationsraten machen zu können, müssen zwei Bedingungen erfüllt sein:

- (i) konstante Zufuhr von ^{230}Th in das Sediment und/oder
- (ii) konstantes Verhältnis von ^{230}Th zum Trägermaterial

Beide Bedingungen sind auch Grundvoraussetzung der ^{230}Th -Methode zur Datierung von marinen Sedimenten (MANGINI, 1984).

Sedimentumlagerungen können (müssen aber nicht zwangsläufig !) den oben genannten Bedingungen (i) und (ii) widersprechen und damit die Anwendung der Methode verhindern. So kann es beispielsweise bei einer Umlagerung von relativ jungem Sediment

(jünger als 300.000 Jahre) auch zu einem zusätzlichen lateralen Eintrag von ^{230}Th kommen, der sich zu dem konstanten ^{230}Th -Fluß aus der Wassersäule addiert.

Wenn man aber eine Sedimentumlagerung ausschließen kann, sollte die Konzentration von ^{230}Th in den Sedimentoberflächen, bei Nichtbeachtung des radioaktiven Zerfalls und der bioturbaten Mischung, nur von der Verdünnung durch andere Partikel abhängen. Die Beeinflussung der ^{230}Th -Konzentration durch den radioaktiven Zerfall und die Bioturbation läßt sich mit einfachen Modellrechnungen abschätzen.

Material und Methoden

Die Sedimentproben wurden aus Großkastengreifern entnommen, die in den letzten Jahren mit den Forschungsschiffen POLARSTERN, POSEIDON und METEOR im Europäischen Nordmeer (Abb. 1) gewonnen wurden. Für die Radaonuklidbestimmung wurde jeweils der oberste Zentimeter des Sediments beprobt.

Die Aufbereitung der Proben und die Messung der Thorium- und Uran-Isotope, erfolgte im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel nach der von KU (1976) und MANGINI (1984) beschriebenen Methode.

Außer in der Wassersäule wird ^{230}Th auch im Sediment durch den Zerfall von ^{234}U , welches in Sedimentpartikeln eingebaut ist, gebildet. Dieser im Sediment produzierte Anteil von ^{230}Th muß für die Berechnung von Sedimentationsraten von der Gesamtaktivität abgezogen werden. Unter der Annahme, daß ^{234}U und ^{230}Th in den Sedimentpartikeln im radioaktiven Gleichgewicht stehen, läßt sich der aus der Wassersäule stammende Anteil (^{230}Th -Überschußkonzentration bzw. $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$) berechnen aus:

$$A(^{230}\text{Th}_{\text{ex}}) = A(^{230}\text{Th}) - A(^{234}\text{U}) \quad (1)$$

wobei $A(^{230}\text{Th})$ [dpm* g^{-1}]: Aktivität von ^{230}Th
 $A(^{234}\text{U})$ [dpm* g^{-1}]: Aktivität von ^{234}U

Berechnung der Akkumulations- und Sedimentationsraten

Die Annahme des konstanten ^{230}Th -Flusses ins Sediment läßt sich mathematisch beschreiben als:

$$F_P = F_A \quad (2)$$

wobei F_P [dpm* cm^{-2} * ka^{-1}]: ^{230}Th -Produktion in der Wassersäule
 F_A [dpm* cm^{-2} * ka^{-1}]: ^{230}Th -Akkumulation im Sediment

Die Produktion von ^{230}Th in der Wassersäule (F_P) läßt sich aus der Konzentration des Mutterisotops ^{234}U berechnen. Aufgrund der homogenen Verteilung von Uran im Meerwasser, läßt sich F_P sehr genau in Abhängigkeit von der Wassertiefe bestimmen (BACON, 1984):

$$F_P = 0,00263 * Z \quad (3)$$

wobei Z [m]: Wassertiefe

Die ^{230}Th -Akkumulation im Sediment (F_A) kann über die Formel zur Berechnung von Akkumulationsraten in Sedimenten (KOCZY, 1951;

THIEDE et al., 1982) berechnet werden:

$$AR(x) = \sigma * s * c(x) \quad (4)$$

wobei $AR(x)$ [$g \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$]: Akkumulationsrate von Stoff x
 σ [$g \cdot cm^{-3}$]: Trockenraumdichte
 s [$cm \cdot ka^{-1}$]: Sedimentationsrate
 $c(x)$: Konzentration des Stoffes x

Für F_A ergibt sich entsprechend:

$$F_A = \sigma * s * A(^{230}Th_{ex}) \quad (5)$$

wobei $A(^{230}Th_{ex})$ [$dpm \cdot g^{-1}$]: Aktivität von $^{230}Th_{excess}$

Nach Umformen von (5) ergibt sich:

$$s = \frac{F_A}{\sigma * A(^{230}Th_{ex})} \quad (6)$$

Nach Einsetzen von (2) und (3) in (6) ergibt sich:

$$s = \frac{0,00263 * Z}{\sigma * A(^{230}Th_{ex})} \quad (7)$$

Die Gesamtakkumulationsrate eines Sedimentes erhält man aus (KOCZY, 1951; THIEDE et al., 1982):

$$AR = \sigma * s \quad (8)$$

nach Einsetzen von (7) ergibt sich:

$$AR = \frac{0,00263 * Z}{^{230}Th_{ex}} \quad (9)$$

Mit dieser Formel können Akkumulationsraten von nicht durchmischten Oberflächensedimenten berechnet werden, ohne daß die Trockenraumdichte ermittelt werden muß, deren Bestimmung an der Wasser-Sediment Grenzfläche häufig nicht erfolgte bzw. prinzipiell schwierig ist.

Mischung durch Bioturbation

Die Radionuklidverteilung in den obersten Sedimentschichten wird verändert durch die Bioturbation. Zur genauen Berechnung von Akkumulations- und Sedimentationsraten nach den Gleichungen (7) und (9) müßte die $^{230}Th_{ex}$ -Aktivität, die genau an der Wasser-Sediment-Grenze vorliegt, eingesetzt werden. Mit Hilfe einfacher Bioturbationsmodelle läßt sich dieser theoretische Wert aus der gemessenen Konzentration in den obersten Zentimetern ermitteln. Die Bioturbation wird hierbei als quasidiffusiver Prozeß betrachtet.

Die zeitliche Verteilung eines Nuklids im Sediment läßt sich durch eine Diffusions-Advektionsgleichung beschreiben (CHRISTENSEN, 1982; MANGINI, 1984; THOMSON et al., 1988):

$$\frac{\delta}{\delta t} (\sigma^* A) = \frac{\delta}{\delta x} (\sigma^* D_B \frac{\delta A}{\delta x}) - \frac{\delta}{\delta x} (\sigma^* s^* A) - j^* \sigma^* A \quad (10)$$

wobei

A [dpm*g ⁻¹]:	Aktivität
t [a]:	Zeit
σ [g*cm ⁻³]:	Trockenraumdichte
x [cm]:	Sedimenttiefe
D _B [cm ² *a ⁻¹]:	Bioturbationskoeffizient
s [cm*a ⁻¹]:	Sedimentationsrate
j [a ⁻¹]:	Zerfallskonstante des Nuklids, für ²³⁰ Th 9,24*10 ⁻⁶

Bei Bestehen eines Fließgleichgewichtes (steady state conditions) gilt:

$$0 = - \frac{d}{dx} (\sigma^* \sigma^* A) + \frac{d}{dx} (D \frac{dA}{dx}) - j^* \sigma^* A \quad (11)$$

Bei der nun folgenden Betrachtung der Bioturbation wird von einem Zwei-Schicht-Modell (GOLDBERG & KOIDE, 1962; CHRISTENSEN, 1982) ausgegangen, bei dem die obere Sedimentschicht als vollständig durchmischt (bioturbiert) betrachtet wird, und darunter keine Mischung mehr stattfindet (D_B=0). Wenn die Sedimentationsrate, und bei Vernachlässigung der Kompaktion auch die Trockenraumdichte sowie der Bioturbationskoeffizient in der oberen Sedimentlage als konstant angenommen werden, läßt sich mit der Gleichung (11) jede der beiden Schichten beschreiben (CHRISTENSEN, 1982):

$$0 = D_B \frac{d^2 A}{dx^2} - s \frac{dA}{dx} - (j^* A), \quad \text{wenn } x < x_B \quad (12)$$

$$0 = -s \frac{dA}{dx} - A, \quad \text{wenn } x > x_B \quad (13)$$

wobei: x_B [cm]: Bioturbationstiefe (Grenze zwischen bioturbierter und ungestörter Schicht)

Die Lösung der Gleichungen lautet (GOLDBERG & KOIDE, 1962; CHRISTENSEN, 1982):

$$A_{x1} = A_{01} * [K * \exp(a_1 * x) + \exp(a_2 * x)], \quad \text{wenn } x < x_B \quad (14)$$

$$A_{x2} = A_{02} * \exp(-j^* x / s), \quad \text{wenn } x > x_B \quad (15)$$

mit:

$$K = - \frac{a_2}{a_1} * \exp[(s/D_B) * (1 + 4*j^* D_B / s^2)^{1/2} * x_B] \quad (16)$$

$$a_1 = \frac{s}{2 * D_B} \left[1 - \left(1 + \frac{4 * j^* D_B}{s^2} \right)^{1/2} \right] \quad (17)$$

$$a_2 = \frac{s}{2 * D_B} \left[1 + \left(1 + \frac{4 * j^* D_B}{s^2} \right)^{1/2} \right] \quad (18)$$

wobei

- A_{x1} [dpm*g⁻¹]: ²³⁰Th-Aktivität in der Tiefe x_1 ($x_1 < x_B$)
 A_{x2} [dpm*g⁻¹]: ²³⁰Th-Aktivität in der Tiefe x_2 ($x_2 > x_B$)
 A_{01} [dpm*g⁻¹]: ²³⁰Th-Aktivität in der durchmischten Schicht
 A_{02} [dpm*g⁻¹]: ²³⁰Th-Aktivität in der ungestörten Schicht

Aus Kontinuitätsgründen gilt:

$$A_{x1} = A_{x2} \quad , \quad \text{wenn } x = x_B \quad (19)$$

Die Aktivität an der Grenzschicht Wasser-Sediment läßt sich nun folgendermaßen ableiten:

a) Berechnung von A_{01} durch Einsetzen von A_{x1} und x der Probe in Gleichung (14).

b) Berechnung von A_{xB} mit Gleichung (14).

c) Berechnung von A_{02} mit Gleichung (15) unter Verwendung von A_{xB} für A_{x2} .

Diese drei Schritte lassen sich zusammenfassen und die Berechnung kann erfolgen mit:

$$A_0 = \frac{A * [K * \exp(a_1 * x_B) + \exp(a_2 * x_B)] * \exp(j * x_B / s)}{K * \exp(a_1 * x) + \exp(a_2 * x)} \quad (20)$$

Die Bioturbationskoeffizienten (D_B) in den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See liegen zwischen 10^{-9} und 10^{-8} cm²/sec (BALZER, 1989).

Theoretisch müßte die Berechnung der an der Grenzschicht Wasser-Sediment vorliegenden Aktivität in Gleichung (20) mit korrigierten, und nicht mit der unkorrigierten, Sedimentationsrate erfolgen, es zeigt sich aber, daß bei einer mehrmaligen Wiederholung der Berechnung von A_0 mit der jeweils korrigierten Sedimentationsrate sich diese asymptotisch einem Wert nähert, der sich kaum (Abweichung < 0,1%) von der ersten Korrektur unterscheidet. Die Korrektur der Sedimentationsraten in Abhängigkeit von Bioturbationskoeffizient und Bioturbationstiefe ist in Abb. 2 und 3 dargestellt. Es zeigt sich deutlich, daß der Einfluß dieser nur annähernd bekannten Parameter mit geringer werdender Sedimentationsrate ansteigt. Daraus läßt sich folgern, daß die Bestimmung von Sedimentationsraten kleiner als 1 cm/ka nur dann möglich ist, wenn der Bioturbationskoeffizient und insbesondere die Bioturbationstiefe hinreichend genau bekannt sind.

Ergebnisse und Diskussion

Die unter Berücksichtigung der Bioturbation neu berechneten Sedimentationsraten sind niedriger als die unkorrigierten Raten, die Abweichung beträgt allerdings weniger als 10 Prozent (Tab. 1).

Die nach dem Constant-flux-Modell berechneten Akkumulationsraten für die Norwegisch-Grönländische See liegen zwischen 7 - 31 g/m²*a, entsprechend 0,7 - 3,1 g/cm²*ka. Für die Sedimentationsraten ergibt sich ein Bereich von 0,87 bis 6,58 cm/ka (Tab. 1).

Es zeigt sich, daß die berechneten Sedimentationsraten mit unabhängig ermittelten Sedimentationsraten aus diesem Gebiet gut übereinstimmen.

VOGELSANG (1990) ermittelte für die Stationen 23059-2 und 23065-2 für die letzten 8600 Jahre Sedimentationsraten mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie. Für Station 23059-2 errechnete sie eine Rate von 1,3 cm/ka, für Station 23065-2 eine Rate von 1,6 cm/ka. Die Berechnung nach Gleichung (7) ergibt Sedimentationsraten von 1,5 (korrigiert: 1,4) cm/ka für Station 23059-2 und 2,0 (korrigiert: 1,9) cm/ka für Station 23065-2 (Tab. 1).

Die Sedimentationsraten in der Island-See liegen nach Sauerstoffisotopen-Untersuchungen von HENRICH (pers. Mitteil.) bei 1 bis 3 cm/ka. Nach unseren Berechnungen ergeben sich für die Island-See ebenfalls sehr niedrige Akkumulationsraten mit 0,7 - 0,8 g/cm²*ka, bzw. Sedimentationsraten mit 1,0 - 1,3 cm/ka.

Die für das Vöring-Plateau berechneten Sedimentations- bzw. Akkumulationsraten variieren auf engem Raum zwischen 1,3 und 5,5 cm/ka. Zudem stehen sie im Widerspruch zu Abschätzungen der dort arbeitenden Sedimentologen, die teilweise zu wesentlich höheren Sedimentationsraten von bis zu 65 cm/ka kommen (BLAUME, pers. Mittel.). Die hohen Akkumulationsraten in diesem Gebiet sind durch Rutschungen und/oder starke Bodenströmungen verursacht. Solche Sedimentumlagerungen widersprechen den zuerst gemachten Bedingungen (i) und (ii) und verbieten damit die Anwendung der Methode in diesem Gebiet.

Insgesamt läßt die geographische Verteilung der Akkumulationsraten Trends erkennen, die durch die rezente ozeanographische Situation gut erklärt werden können (Abb. 4):

- a) die Akkumulationsraten nehmen zu den Kontinentalrändern hin zu, besonders deutlich wird dies in Richtung des norwegischen Schelfes.
- b) die Akkumulationsraten sind besonders hoch in dem Gebiet um die Insel Jan-Mayen in einem vulkanisch aktiven Gebiet.
- c) die Akkumulationsraten sind am geringsten in der Island See, in der eine starke jährliche Eisbedeckung vorliegt.

Zusammenfassung

- i) aus den ^{230}Th -Konzentrationen in Oberflächensedimenten lassen sich rezente Akkumulations- und Sedimentationsraten ableiten.
- ii) Mit Hilfe eines einfachen Modells können die Effekte der Bioturbation auf die Radionuklidverteilung im Sediment abgeschätzt und dann bei der Berechnung der Sedimentationsraten berücksichtigt werden.
- iii) die berechneten Akkumulationsraten sind Ausdruck der rezenten ozeanographischen Situation im Europäischen Nordmeer.

Literatur

- ANDERSON, R.F. (1981): Concentration, vertical flux, and remineralization of particulate uranium in seawater.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1293-1299.
- BACON, M.P. (1984): Glacial to interglacial changes in carbonate and clay sedimentation in the Atlantic Ocean estimated from ^{230}Th measurements.- *Isot. Geosci.*, 2: 97-111.
- BACON, M.P.; HUH, C.-A., FLEER, A.P. & DEUSER, W.G. (1985): Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Sargasso Sea.- *Deep Sea Res.*, 32: 273-286.
- BALZER, W. (1989): Chemische Reaktionen und Transportprozesse in oberflächennahen Sedimenten borealer und polarer Meeresgebiete.- 312 S., Institut für Meereskunde Kiel, Habil.-Schrift.
- CHRISTENSEN, E.R. (1982): A model for radionuclides in sediments influenced by mixing and compaction.- *J. Geophys. Res.*, 87 (C1): 566-572.
- GOLDBERG, E.D. & KOIDE, M. (1962): Geochronological studies of deep sea sediments by the ionium/thorium method.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26: 417-450.
- HOLLER, P. & KASSENS, H. (1989): Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S. METEOR, Reise 7).- *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, 15: 1-61.
- JONES, G.A. & KEIGWIN, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation.- *Nature*, 336: 56-59.
- KOCZY, F.F. (1951): Factors determining the element concentration in sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1: 73-85.
- KU, T.-L. (1976): The uranium-series methods of age determination.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 4: 347-379.
- MANGINI, A. (1984): Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-230 , Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie.- 63 S., Univ. Heidelberg, Habil.-Schrift.
- MANGINI, A. & DIESTER-HAASS, L. (1983): Excess Th-230 in sediments off NW Africa traces upwelling in the past.- In: SUESS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): *Coastal Upwelling*, A: 455-470, Plenum Publishing Corporation.
- SCHOLTEN, J.C. BOTZ, R.; MANGINI, A.; PAETSCH, H.; STOFFERS, P. & VOGELSANG, E. (1990): High resolution $^{230}\text{Th}_x$ Stratigraphy of sediments from high latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait).- *Earth Planet. Sci. Lett.* in press.
- THIEDE, J.; SUESS, E. & MÜLLER, P. J. (1986): Late Quaternary Fluxes of Major Sediment Components to the Sea Floor at the Northwest African Continental Slope.- In: VON RAD, U. et al. (Hrsg.): *Geology of the Northwest African Continental Margin*: 605-631, Berlin (Springer).

THOMSON, J.; COLLEY, S. & WEAVER, P.P.E. (1988): Bioturbation into a recently emplaced deep-sea turbidite surface as revealed by $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$, $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ and planktonic foraminifer distributions.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**: 157-173.

VOGELSANG, E. (1990): Paläoozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand von stabilen C- und O-Isotopen.- *Univ. Kiel, Dissertation.*

YANG, H.-S.; NOZAKI, Y.; SAKAI, H. & MASUDA, A. (1986): The distribution of ^{230}Th and ^{231}Pa in the deep-sea surface sediments of the Pacific Ocean.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 81-89.

Tabelle 1: Liste der bearbeiteten Sedimentstationen mit den jeweils berechneten und korrigierten Akkumulations- und Sedimentationsraten, Berechnung im Text

Abbildung 1: Positionen der bearbeiteten Sedimente (Bei den METEOR-Stationen wurde das Präfix 23 nicht eingetragen; die Stationen 129, 131, 132, 138 und 140 sind POLARSTERN-Stationen, vgl. Tab. 1)

Abbildung 2: Einfluß der Bioturbationstiefe auf die Korrektur der Sedimentationsraten, Berechnung im Text

Abbildung 3: Einfluß des Bioturbationskoeffizienten auf die Korrektur der Sedimentationsraten, Berechnung im Text

Abbildung 4: korrigierte Sedimentationsraten, Berechnung im Text

													korrigiert nach 2-Schicht-Modell ^a		
Station	Fahrt*	geogr. Länge und Breite				Wasser- tiefe	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	A_N	F_P	Dichte	s	AR	A_0	s	AR
						[m]	[dpm/g]	[dpm/g]	[g/cm ³]	[cm/ka]	[g/m ² *a]		[dpm/g]	[cm/ka]	[g/m ² *a]
23254-3	ME7	E 9°	44,60'	73°	3,30'	2266	5,19	5,959	0,59 ^a	1,95	11,48		5,44	1,86	11,0
23257-3	ME7	E 11°	8,30'	74°	52,80'	2482	5,02	6,527	0,66 ^a	1,97	13,00		5,25	1,88	12,4
23258-3	ME7	E 13°	57,50'	74°	59,80'	1773	4,61	4,662	0,53 ^a	1,91	10,11		4,83	1,82	9,6
23259-3	ME7	E 9°	15,90'	72°	2,10'	2513	4,25	6,609	0,52 ^a	2,99	15,55		4,38	2,90	15,1
23260-1	ME7	E 11°	27,10'	72°	8,20'	2089	3,89	5,494	0,59 ^a	2,39	14,12		4,04	2,31	13,6
23264-3	ME7	E 15°	50,00'	71°	12,20'	1676	2,24	4,407	0,62 ^a	3,17	19,68		2,30	3,09	19,1
23266-1	ME7	E 7°	29,30'	71°	59,50'	2768	4,93	7,279	0,45 ^a	3,28	14,77		5,06	3,19	14,4
23267-2	ME7	E 4°	59,20'	72°	0,40'	2974	5,68	7,821	0,7	1,97	13,77		5,95	1,88	13,2
23269-2	ME7	E 0°	39,80'	71°	26,30'	2872	5,78	7,553	0,73 ^a	1,79	13,07		6,08	1,70	12,4
23270-2	ME7	W 0°	48,70'	73°	10,00'	2755	7,91	7,245	0,45 ^a	2,04	9,16		8,27	1,95	8,8
23277-1	ME7	W 0°	36,90'	72°	2,30'	2697	6,48	7,093	0,55 ^a	1,99	10,95		6,78	1,90	10,5
23279-1	ME7	W 0°	13,30'	72°	3,60'	3099	7,04	8,150	0,55 ^a	2,10	11,58		7,35	2,02	11,1
23289-2	ME7	E 1°	48,00'	72°	22,60'	3309	6,79	8,702	0,7	1,83	12,82		7,13	1,74	12,2
23291-1	ME7	E 1°	30,80'	72°	23,60'	3177	6,19	8,355	0,57 ^a	2,37	13,50		6,43	2,28	13,0
23293-2	ME7	E 6°	35,50'	72°	37,30'	2574	6,31	6,769	0,73 ^a	1,47	10,73		6,71	1,38	10,1
23294-3	ME7	E 10°	35,70'	72°	22,00'	2224	5,73	5,849	0,67 ^a	1,52	10,21		6,08	1,44	9,6
23295-4	ME7	W 5°	52,30'	71°	9,90'	1553	1,3	4,084	0,88 ^a	3,57	31,42		1,33	3,48	30,7
23297-1	ME7	E 0°	4,80'	70°	0,70'	3295	6,03	8,665	0,7	2,05	14,37		6,30	1,97	13,8
23298-2	ME7	E 1°	29,10'	68°	19,50'	2755	4,72	7,245	0,57 ^a	2,69	15,35		4,88	2,61	14,9
23301-2	ME7	E 7°	45,50'	67°	0,40'	981	1,05	2,580	0,70 ^a	3,51	24,57		1,08	3,42	24,0
23303-1	ME7	E 5°	47,50'	67°	39,40'	1427	2,51	3,753	0,68 ^a	2,20	14,95		2,61	2,11	14,4
23304-1	ME7	E 6°	0,30'	67°	46,90'	1303	3,53	3,426	0,7	1,39	9,71		3,77	1,30	9,1
23341-2	ME7	W 5°	33,20'	70°	57,30'	1737	4,21	4,568	0,78 ^a	1,39	10,85		4,49	1,30	10,2
23344-4	ME7	W 15°	34,80'	71°	44,00'	1094	3,61	2,877	0,83 ^a	0,96	7,97		3,97	0,87	7,2
23346-3	ME7	W 14°	4,20'	71°	17,50'	1209	3,87	3,179	0,77 ^a	1,07	8,22		4,21	0,98	7,5
23347-4	ME7	W 16°	4,60'	70°	26,50'	1235	4,56	3,248	0,71 ^a	1,00	7,12		4,99	0,92	6,5
23351-4	ME7	W 18°	21,10'	70°	21,70'	1679	3,35	4,415	0,85 ^a	1,55	13,18		3,55	1,46	12,4
23352-2	ME7	W 12°	25,50'	70°	0,50'	1822	3,97	4,791	0,66 ^a	1,83	12,07		4,17	1,74	11,5
23353-2	ME7	W 12°	43,70'	70°	34,10'	1401	4,65	3,684	0,62 ^a	1,28	7,92		4,99	1,19	7,4
23354-4	ME7	W 10°	37,60'	70°	20,00'	1745	3,04	4,589	0,60 ^a	2,52	15,10		3,15	2,43	14,6
23359-2	ME7	W 4°	9,00'	65°	31,80'	2821	3,55	7,419	0,65 ^a	3,22	20,90		3,65	3,13	20,3
129-1	PS13	W 17°	50,40'	72°	39,90'	279	0,57	0,733	0,7	1,84	12,87		0,60	1,75	12,3
131-1	PS13	W 17°	32,30'	74°	24,40'	236	0,52	0,620	0,6	1,99	11,94		0,54	1,90	11,4
132-1	PS13	W 9°	46,50'	74°	59,90'	3227	3,98	8,487	0,6	3,55	21,32		4,08	3,47	20,8
138-1	PS13	W 14°	21,60'	78°	23,60'	76	0,05	0,199	0,6	6,66	39,98		0,05	6,58	39,5
140-3	PS13	E 1°	6,10'	78°	23,60'	1195	2,88	3,142	0,7	1,56	10,91		3,05	1,47	10,3
16059-1	PO141	E 7°	53,80'	66°	5,23'	789	0,69	2,075	0,7	4,30	30,07		0,70	4,21	29,5
16331-1	PO100	E 7°	40,85'	67°	0,00'	1059	1,68	2,785	0,7	2,37	16,58		1,74	2,28	16,0
16339-1	PO128	E 7°	26,55'	66°	55,28'	1055	1,5	2,774	0,7	2,64	18,50		1,55	2,56	17,9
16340-1	PO128	E 7°	30,37'	66°	56,42'	1064	1,62	2,798	0,7	2,47	17,27		1,68	2,38	16,7
23009	PO119	E 7°	47,80'	66°	58,59'	940	0,63	2,472	0,7	5,61	39,24		0,64	5,52	38,6
23059-2	ME2	W 3°	7,04'	70°	18,30'	2281	4,63	5,999	0,87 ^b	1,49	12,96		4,92	1,40	12,2
23065-2	ME2	E 0°	49,10'	68°	29,70'	2802	5,09	7,369	0,72 ^b	2,01	14,48		5,32	1,92	13,8
21295-4 ^c	PS	W 2°	25,23'	77°	59,52'	3112	6,23	8,184	0,6	2,19	13,13		6,50	2,10	12,6

* ME = METEOR, PS = POLARSTERN, PO = POSEIDON

^a aus HOLLER & KASSENS, 1989

^b KASSENS, pers. Mitteil.

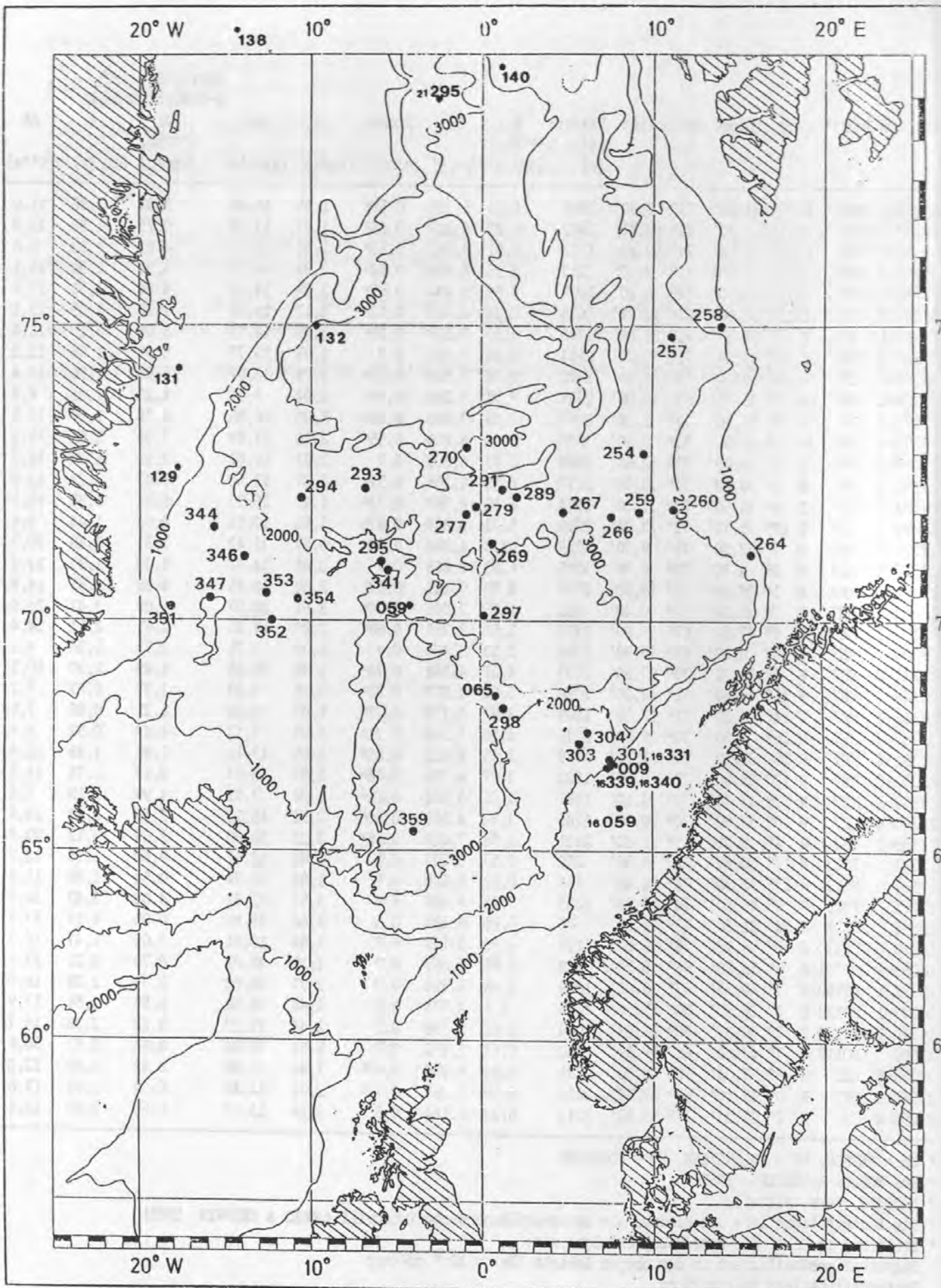
^c die Bioturbationstiefe ist kleiner als das Oberflächenprobenintervall (JONES & KEIGWIN, 1988)

^a Erklärung im Text, die Berechnung erfolgte mit:

Bioturbationskoeffizient in der oberen Schicht (D_b) = 10^{-8} cm²/sec

Bioturbationstiefe (x_b) = 10 cm

Tabelle 1



Korrektur der Sedimentationsraten in Abhängigkeit von der Bioturbation

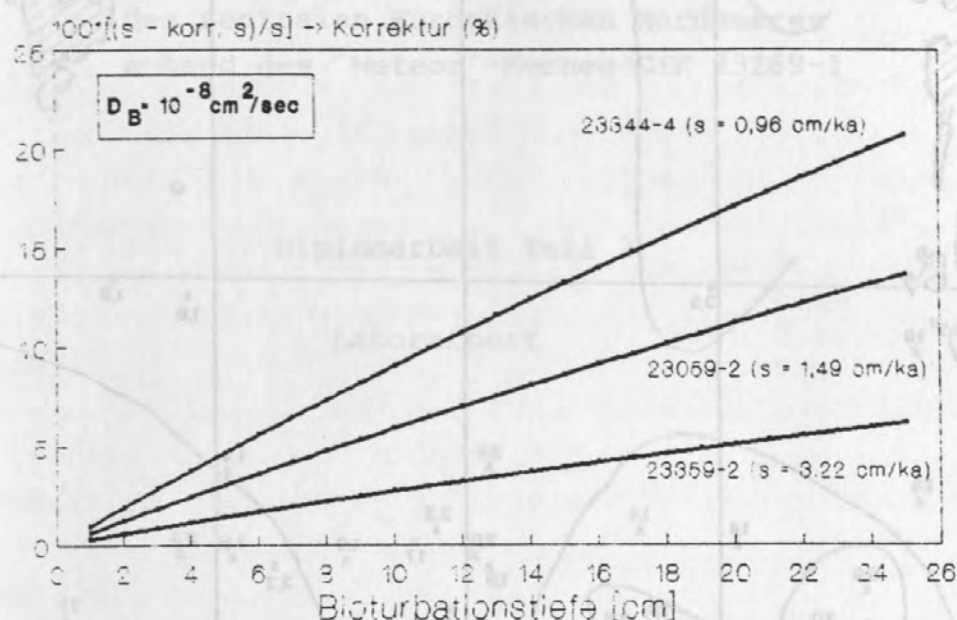


Abbildung 2

Korrektur der Sedimentationsraten in Abhängigkeit von der Bioturbation

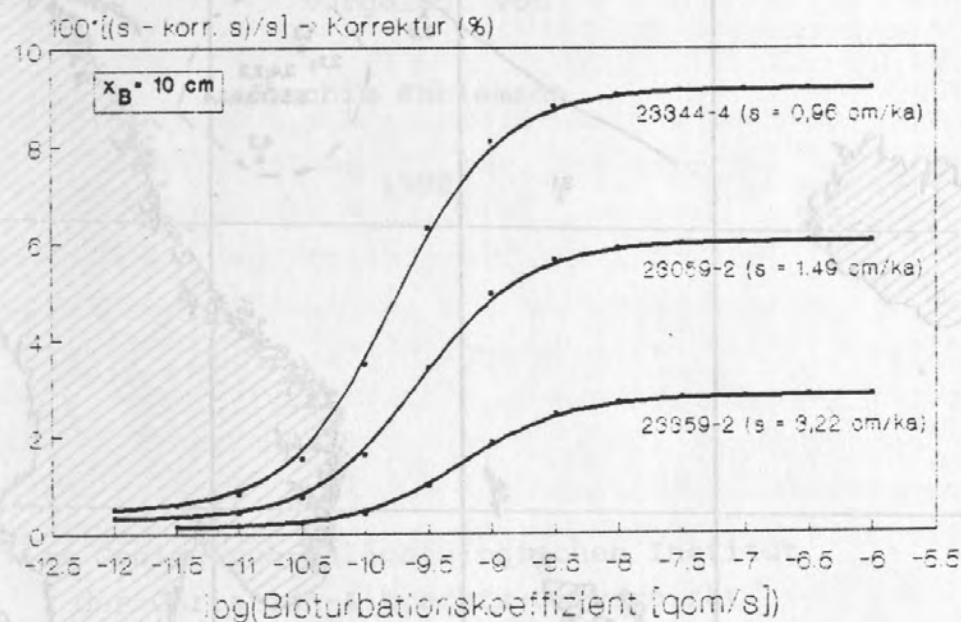
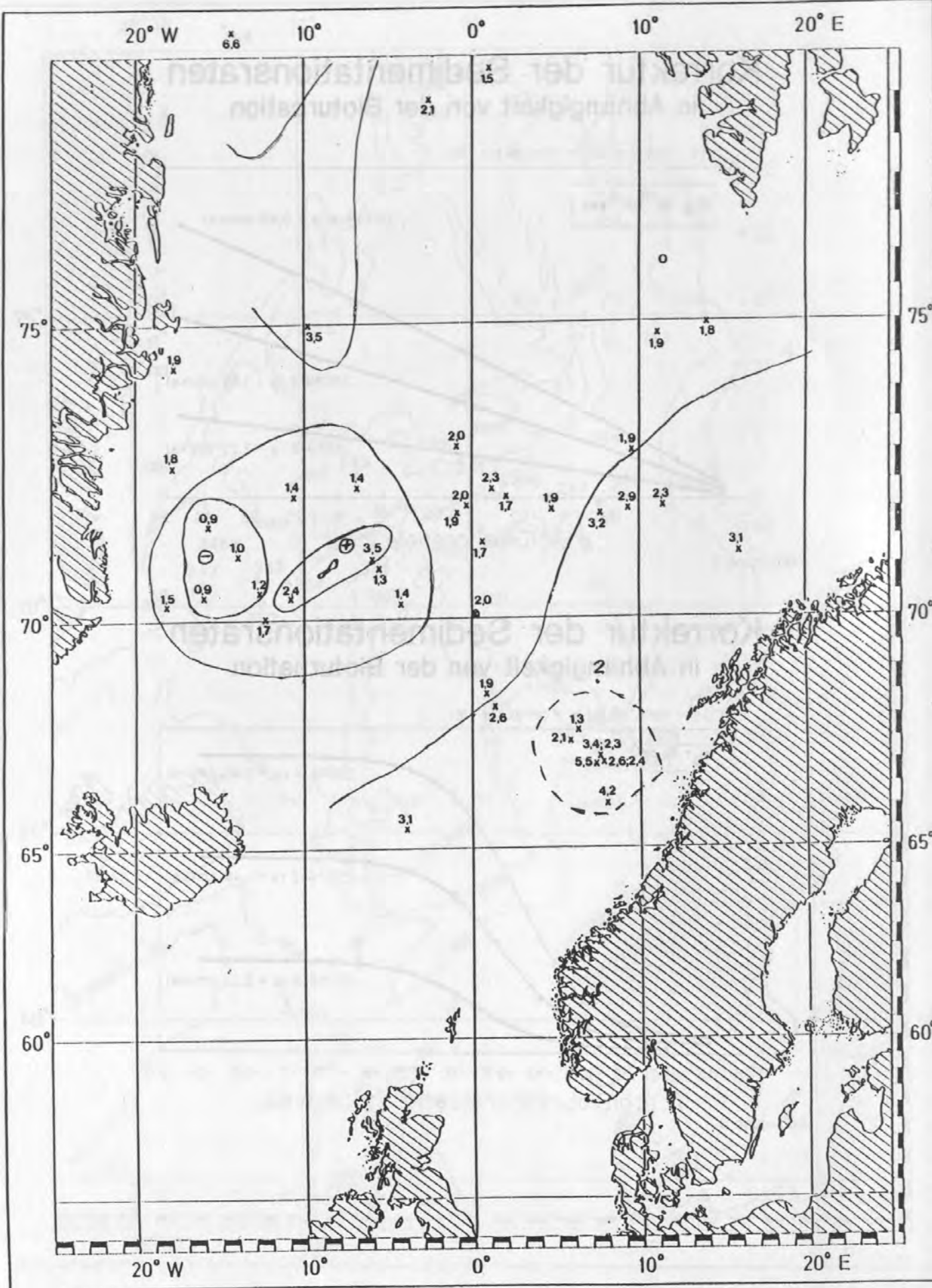


Abbildung 3



**Zur spätquartären Entwicklung
des zentralen Europäischen Nordmeeres
anhand des 'Meteor'-Kernes GIK 23269-1**

Diplomarbeit Teil 2

Laborarbeit

vorgelegt von

Joachim Kuhlemann

1990

am Geologisch-Paläontologischen Institut
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kurzfassung

Der Sedimentkern 23269-1 wurde während der 'Meteor'-Expedition 7/3 östlich des Mohns-Rückens in 2900 m Wassertiefe gewonnen. 90 Sedimentproben wurden hinsichtlich ihrer geochemischen und sedimentologischen, davon 40 Proben hinsichtlich der tonmineralogischen Zusammensetzung untersucht.

Aufgrund der charakteristischen Verteilung einiger Sedimentkomponenten (Kalziumkarbonat, organischer Kohlenstoff, planktische und benthische Foraminiferen, Grobfraktion) konnte der Kern mit benachbarten Kernen verglichen und durch Parallelisierung eine Stratigraphie erstellt werden. Der Kern umfaßt bei einer Länge von 5.58 m einen Zeitabschnitt von ca. 175 ka.

Die Sedimentzusammensetzung des Kernes ist überwiegend durch den Zustrom kristallinen, eistransportierten Materials aus Süden und Südosten geprägt. Der episodische Eintrag von Sedimentgesteinspartikeln läßt allerdings auch eine kurzzeitig vorherrschende, nördliche Strömungskomponente vermuten. Vorherrschendes Tonmineral ist in beiden Fällen Illit. Die helle, sandig-siltige Lithologie entstand unter oxischen Bedingungen.

Im Stadium 6 wurde die Strömung aus Süden und Südosten gelegentlich von nordöstlichen Strömungen ersetzt, die in Verbindung mit Abschmelzereignissen zur Ausbildung einer dunklen Lithologie führten. Diese Strömungen transportierten verstärkt grobe Siltsteine und Kaolinit, während dreier kurzzeitiger Phasen auch Kohlepartikel.

Während des Klimaoptimums (Stadium 5e) wurden entsprechend der heutigen Situation episodisch geringe Mengen einer tonsteinreichen Assoziation aus der Arktis durch Eis eingetragen. Die Dominanz des warmen Norwegenstroms sorgte für eine hohe Karbonatakkumulation in den oxischen Foraminiferenschlämmen.

Hohe lineare Sedimentationsraten treten in Stadium 1, 3, 5e und 6 mit 4.2, 5.0, 5.5 und 3.8 cm/ka auf. Niedrige lineare Sedimentationsraten sind für die Stadien 2, 4 und 5a-d mit 1.8, 1.5 und 2.0 cm/ka charakteristisch.

Abb. 1

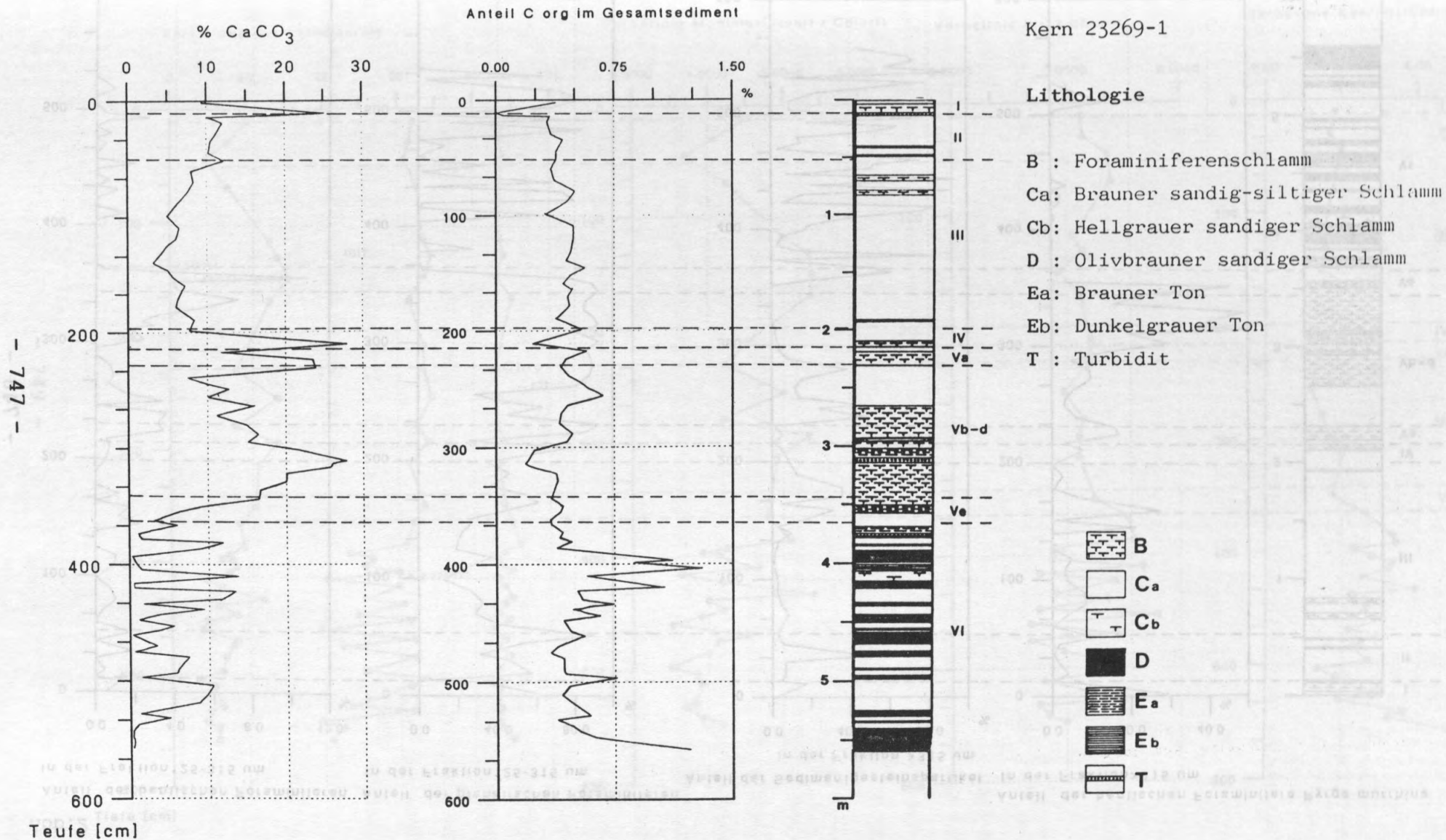


Abb.2

Anteil der benthischen Foraminiferen in der Fraktion 125-315 μm Anteil der planktischen Foraminiferen in der Fraktion 125-315 μm

Anteil der Sedimentgesteinspartikel in der Fraktion >315 μm

Anteil der benthischen Foraminifere *Pyrgo murrhina* in der Fraktion >315 μm

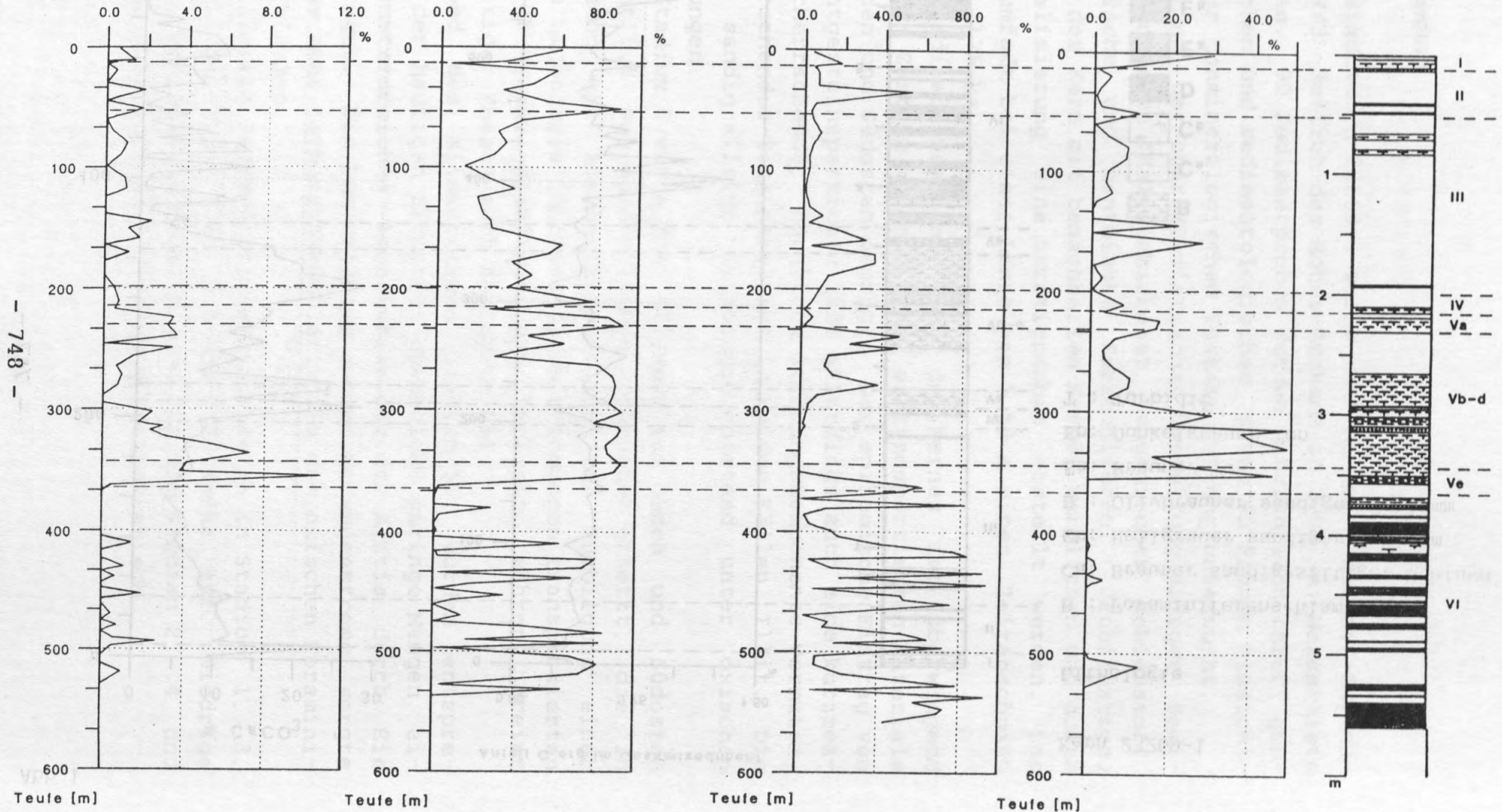
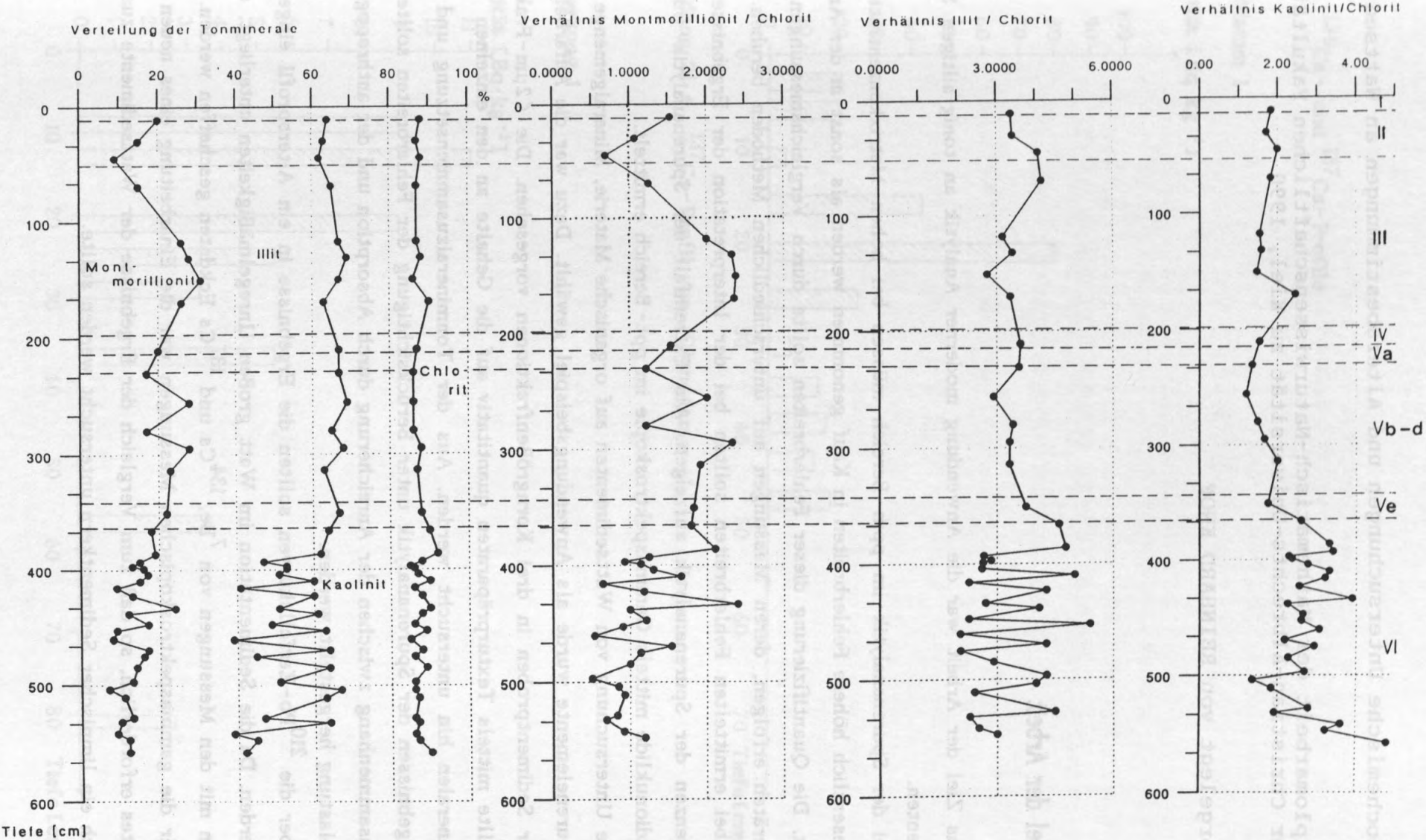


Abb.3



Ziel der Arbeit

Das Ziel der Arbeit war die Anwendung moderner Analytik an tonig-siltigen Sedimenten.

Bei der Spurenanalytik im ppm-Bereich müssen bei hohen Matrixkonzentrationen wesentlich höhere Fehlerbreiten in Kauf genommen werden als sonst in der Analytik. Die Quantifizierung dieser Fehlerbreiten sollte durch Vergleichsmessungen mit Geräten erfolgen, deren Messungen auf unterschiedlichen Methoden beruhen. Die dabei ermittelten Fehlerbreiten sollten bei der Interpretation der Ergebnisse die Grenzen der Spurenanalytik aufzeigen. Als Extremfall der Spurenanalytik wurden Radionuklide mittels Gammastrahlenspektroskopie im ppt-Bereich ermittelt.

Die Untersuchung von Wattsedimenten auf organische Materie, Mineralgemenge und Spurenelemente wurde als Anwendungsbeispiel gewählt. Dazu war die Aufarbeitung der Sedimentproben in drei Korngrößenfraktionen vorgesehen. Die $< 2\mu\text{m}$ -Fraktion sollte mittels Texturpräparaten quantitativ auf die Gehalte an den einzelnen Tonmineralen hin untersucht werden. Aus der Tonmineralzusammensetzung und den Ergebnissen der Spurenanalytik unter Berücksichtigung der Fehlerbreiten sollte der Zusammenhang zwischen der Anreicherung durch Absorption und der anthropogenen Belastung hergestellt werden.

Über die ^{210}Pb -Zerfallskurven sollten die Ergebnisse in ein Altersprofil eingepaßt werden. Da die Sedimentation im Watt großen Unregelmäßigkeiten unterliegt, sollten mit den Messungen von ^7Be , ^{134}Cs und ^{137}Cs Eckdaten geschaffen werden.

Für die gammastrahlenspektroskopischen Messungen war die Einarbeitung eines neuen Gerätes erforderlich, so daß zum Vergleich der Ergebnisse der Wattsedimente zusätzlich ein limnischer Sedimentkern untersucht werden sollte.

6.7.3. ^{134}Cs - und ^{137}Cs -Profile

Olanddamm 1

Aktivität [$\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$]

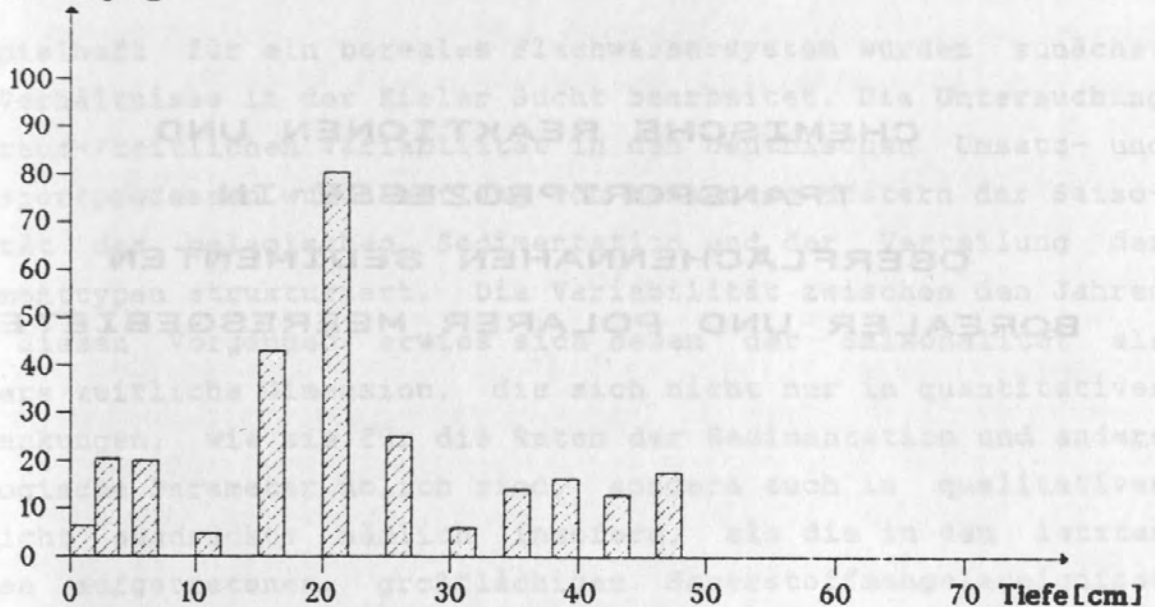


Abbildung 21 a : ^{137}Cs -Profil von „Olanddamm 1“

Westerkoog 1

Aktivität [$\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$]

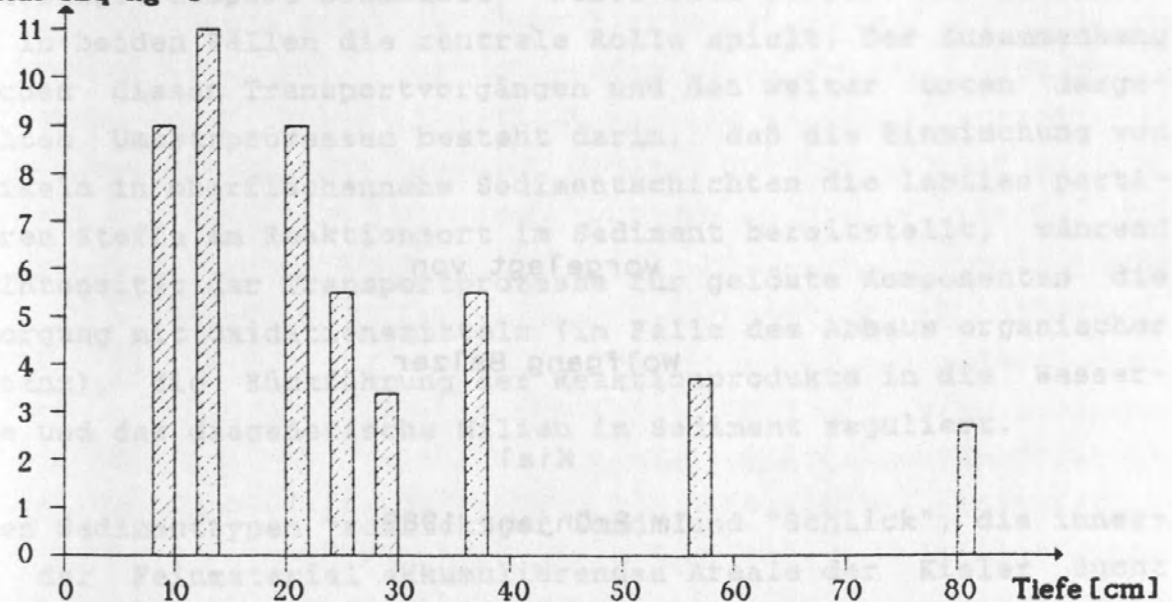


Abbildung 21 b : ^{137}Cs -Profil von „Westerkoog 1“

Aus dem Institut für Meereskunde
an der Universität Kiel

CHEMISCHE REAKTIONEN UND TRANSPORTPROZESSE IN OBERFLÄCHENNAHEN SEDIMENTEN BOREALER UND POLARER MEERESGEBIETE

Als Habilitationsschrift

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von

Wolfgang Balzer

Kiel

Im Frühjahr 1989

8 ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurden Transportprozesse und chemische Reaktionen nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche untersucht, die sich vor allem auf das Schicksal der biogenen Komponenten der Sedimentation bzw. die durch sie ausgelösten Prozesse beziehen.

Beispielhaft für ein boreales Flachwassersystem wurden zunächst die Verhältnisse in der Kieler Bucht bearbeitet. Die Untersuchung der raum-/zeitlichen Variabilität in den benthischen Umsatz- und Transportprozessen wurde entlang von bekannten Mustern der Saisonalität der pelagischen Sedimentation und der Verteilung der Sedimenttypen strukturiert. Die Variabilität zwischen den Jahren bei diesen Vorgängen erwies sich neben der Saisonalität als weitere zeitliche Dimension, die sich nicht nur in quantitativen Schwankungen, wie sie für die Raten der Sedimentation und andere ökologische Parameter üblich sind, sondern auch in qualitativer Hinsicht ausdrückt: nämlich insofern, als die in den letzten Jahren aufgetretenen, großflächigen Sauerstoffmangelereignisse durch Schaffung eines zusätzlichen Pools abbaubarer, organischer Substanz (Massensterben benthischer Makrofauna) den sonst beobachteten saisonalen Rhythmus in der Intensität der Prozesse veränderten.

Die Transportprozesse wurden getrennt für partikuläres Material und Lösungstransport behandelt, wobei sich erwies, daß Bioturbation in beiden Fällen die zentrale Rolle spielt. Der Zusammenhang zwischen diesen Transportvorgängen und den weiter unten dargestellten Umsatzprozessen besteht darin, daß die Einmischung von Partikeln in oberflächennahe Sedimentschichten die labilen partikulären Stoffe am Reaktionsort im Sediment bereitstellt, während die Intensität der Transportprozesse für gelöste Komponenten die Versorgung mit Oxidationsmitteln (im Falle des Abbaus organischer Substanz), die Rückführung der Reaktionprodukte in die Wassersäule und das diagenetische Milieu im Sediment reguliert.

An den Sedimenttypen "schlickiger Sand" und "Schlick", die innerhalb der Feinmaterial akkumulierenden Areale der Kieler Bucht hinsichtlich der Sauerstoffversorgung, der Organismen-Besiedelung und der sedimentären C_{org} -Gehalte extreme Gegensätze repräsen-

tieren, wurde die biogene Partikelmischungsrate durch numerische Modellierung der Verteilung des durch den Unfall in Tschernobyl in die Umwelt eingetragenen ^{134}Cs ermittelt. Dabei wurden die Einmischungsvorgänge, die dieses Nuklid bereits nach einem Jahr bis in 4 cm Sedimenttiefe verfrachteten, mit einem numerischen, quasi-diffusiven Vielschichten-Modell nachvollzogen. Die Mischungskoeffizienten lagen an 2 Stationen mit Schlicksand, der der Makrofauna stabilere und günstigere Lebensbedingungen bietet, mit $D_B = 5.8 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_B = 9.4 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ um das 5- bis 9-fache über der entsprechenden Größe ($D_B = 1.1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) in dem untersuchten Schlicksediment.

Beim Transport von gelösten Substanzen in diesen Flachwasser-sedimenten müssen molekulare Diffusion, bioturbater Austausch und physikalische Vorgänge in Form der Porenwasserverdrängung infolge von Salzgehaltsänderungen des Bodenwassers unterschieden werden. Um die Bedeutung des Sedimentationsschubes im Gefolge der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons für die Stimulierung und Intensität der biogenen Austauschprozesse zu untersuchen, wurden zu 4 Zeitpunkten im Frühjahr Sedimentkerne von beiden oben genannten Stationen mit einem Tracer im überstehenden Wasser inkubiert. Aus der Abnahme des Tracers im überstehenden Wasser und der Verteilung des Tracers im Porenwasser wurden "effektive Diffusionskoeffizienten" (D_{eff}) mit einem quasi-diffusiven, numerischen Modell ermittelt; durch Vergleich mit Sedimentkoeffizienten für den molekularen Prozeß wurde das Ausmaß der bioturbaten Erhöhung des Austausches bestimmt. Wegen der Abnahme der Organismen-Aktivität mit der Tiefe sollte der dabei ermittelte biogene Koeffizient nur für den Austausch bis zu einer vorgewählten Tiefe gelten, während darunter molekularer Transport dominieren sollte. In den Schlicksedimenten ließ sich die gemessene Verteilung sehr gut mit dem genannten Modell beschreiben, wobei mit Koeffizienten zwischen $D_{eff} = 9.63 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $D_{eff} = 16.7 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ biogene Steigerungen der Flüsse um Faktoren von 1.3-2.2 erhalten wurden. Etwas kompliziertere Verhältnisse offenbarten die Tracer-Verteilungen in den Schlicksand-Sedimenten: nur 2 der 4 gewonnenen Tracer-Profile entsprachen vollständig dem 2-Schichten-Diffusions-Modell, während die anderen beiden durch das Auftreten lokaler Tracer-Maxima die zusätzliche Existenz eines qualitativ anderen

Transportprozesses anzeigten. Bei Nicht-Beachtung der von diesem sog. "Biopumpen" beeinflussten Schichten ergaben sich für die 4 Sedimentkerne "effektive Koeffizienten" zwischen $D_{eff} = 11.3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $41.9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, die um das 1.8- bis 6.9-fache über den respektiven molekularen Koeffizienten lagen. Für die Sedimente, in denen das "Biopumpen" des Polychäten Pectinaria koreni einen wesentlichen Beitrag zum Austausch gelöster Substanzen lieferte, wurde ein besonderes Modell entwickelt, das neben diffusivem, auch gleichzeitig selektiven, "nicht-lokalen" Transport zwischen Bodenwasser und bestimmten Porenwasserhorizonten erlaubte. Dabei wurde bei weiterhin erhöhtem, diffusivem Transport eine zusätzlich wirksame Biopump-Rate von $2800 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ermittelt.

Im Zusammenhang mit Daten aus anderen Jahreszeiten ergab sich insgesamt, daß die Schlick-Sedimente mit hohem C_{org} -Gehalt relativ niedrige biogene, kaum von der Zufuhr frischen pelagischen Materials beeinflusste Transportraten aufweisen; dies gilt auch für die bereits erwähnte Partikel-Mischungsrate und läßt sich mit den für die Makrofauna lebensfeindlichen Umweltbedingungen (häufig anoxisches Bodenwasser) und mit der Unabhängigkeit von der Zufuhr frischen Materials (wegen des hohen C_{org} -Hintergrundes dieser Sedimente) erklären. Die Schlicksand-Sedimente hingegen weisen zu allen Jahreszeiten bedeutende biogene Transportleistungen für gelöste Substanzen, ebenso wie für Partikel aus, die sich aus dem stabileren und günstigeren sedimentären Milieu ergeben; während der Sedimentation der Frühjahrsblüte zu diesen C_{org} -armen Sedimenten tritt hier eine zusätzliche saisonale Steigerung der biogenen Transport-Tätigkeit auf.

Die genannten Unterschiede in den Transport-Parametern zwischen den Sedimenttypen sind von zentraler Bedeutung für das chemische Milieu im Sediment, die Raten der benthischen Umsatzprozesse und auch die Erhaltungsfähigkeit von biogenen Komponenten im Sediment (s.u.). Demgegenüber ist der physikalische Prozeß des Porenwasseraustausches als Folge von Dichteänderungen des Bodenwassers in diesen Sedimenten von geringerer Bedeutung, wie sich durch modellmäßige Nachvollziehung der saisonalen Änderung der natürlichen Chlorid-Verteilung im Porenwasser ergab. In den flacher liegenden, gröberen Sedimenten der Kieler Bucht sind dieser und

andere physikalische Austauschprozesse hingegen entscheidend für das diagenetische Milieu und die rasche Rückführung von Reaktions- und Lösungsprodukten aus dem Sediment an die Wassersäule.

Als Ausgangspunkt für die Untersuchung des Abbaus organischer Substanz und für die zu erstellende Massenbilanz wurden die Verteilung und die Akkumulationsbedingungen der organischen C-, N- und P-Komponenten in den verschiedenen Sedimenttypen der Kieler Bucht diskutiert. Die überproportional hohe C_{org} -Akkumulation in den Schlick-Sedimenten der Rinnen ist zu einem wesentlichen Teil auf den lateral zugeführten Makroalgen- und Seegras-Detritus zurückzuführen, der in seiner Zusammensetzung und dem Abbauverhalten gegenüber der pelagischen organischen Substanz qualitativ verschieden ist.

Aus den beim Abbau organischer Substanz verbrauchten Oxidationsmitteln wird üblicherweise nach stöchiometrischen Beziehungen auf die Oxidation einer bestimmten Menge Kohlenstoff sowie die Freisetzung von entsprechenden Mengen an Stickstoff und Phosphor geschlossen. Trotz des regelmäßigen Auftretens von Sulfat-Reduktion mit bedeutenden Umsätzen in tieferen Sedimentschichten wird zumeist die Rate der Sauerstoffzehrung als Maß für den Gesamtumsatz an C_{org} angesehen; dies kann allerdings nur richtig sein, wenn die Akkumulation reduzierter Schwefelverbindungen im Sediment adäquat in Rechnung gestellt wird. Zusätzlich können bei diesem Vorgehen Fehler dadurch auftreten, daß Produkte des fermentativen Abbaus in gelöster Form - ohne entsprechendes Äquivalent in der Sauerstoffzehrung - aus dem Sediment entweichen. Zur Klärung dieser Fragen wurde über ein in situ Einschlußexperiment berichtet, bei dem neben der Sauerstoffzehrung auch die Produktion von Gesamt- CO_2 sowie die Freisetzung von gelöstem organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor verfolgt wurde. Dabei zeigte sich, daß die Sauerstoffzehrung in der Tat den Gesamtumsatz von C_{org} um bis zu 45% unterschätzen kann, woran der Export des gelösten organischen Kohlenstoffs jedoch nur geringen Anteil hat. Entsprechend den speziellen Rahmenbedingungen des Experimentes ist dies als maximaler Prozentsatz zu betrachten; als ein für Bilanzierungen auf Jahresbasis wichtiger, repräsentativer Wert wurde eine maximale Diskrepanz zwischen O_2 -Zehrung

und C_{org} -Umsatz von 25% abgeschätzt.

Um die relative Bedeutung der einzelnen Oxidationmittel zu ermitteln und um eine Grundlage für eine Umsatz- und Massenbilanz zu schaffen, wurden die saisonalen Variationen von Sauerstoffzehrung, Nitratreduktion (eingeeengt auf Denitrifikation) und Sulfatreduktion untersucht. Aufgrund der intensiveren physikalischen und biogenen Transportprozesse und der lebensfreundlicheren Umweltbedingungen liegen die Raten für O_2 -Konsumption in den C_{org} -ärmeren Sedimenten höher als in den tief gelegenen Schlicksedimenten, deren bis zu 15 mal höhere C_{org} -Gehalte zudem zu einem wesentlichen Teil aus schwerer abbaubarem Makroalgen-Detritus bestehen. Bei der saisonalen Variation dieser Raten wird der früher beobachtete Rhythmus mit Maxima zu Zeiten der pelagischen Sedimentationsschübe in Frühjahr und Herbst durch Effekte in den letzten Jahren überlagert, die in Zusammenhang mit dem Massensterben von Makrofauna infolge großflächiger Ausbreitung sommerlicher, anoxischer Verhältnisse stehen.

Bei der Höhe der Raten für die Denitrifikation, die allerdings nur einen geringen Beitrag zum Gesamtumsatz an C_{org} liefert, besteht eine ähnlich reziproke Beziehung zum C_{org} -Gehalt der Sedimente. Diese ist auf die durch bessere Belüftung intensivere Nitrifikation im Sediment zurückzuführen, da sich die Denitrifikation in den Sedimenten der Kieler Bucht auf authigenes und nicht auf allochthones Nitrat (des Bodenwassers) stützt. Eine positive Abhängigkeit zum C_{org} -Angebot im Sediment besteht nur während des jährlichen Maximums der Denitrifikation im Frühjahr. Gleichsinnig wie die C_{org} -Gehalte im Sediment verläuft allein die Intensität der Sulfatreduktion in den verschiedenen Sedimenttypen, wobei jeweils maximale Raten in unmittelbarer Nachbarschaft zu O_2 -haltigem Porenwasser nahe der Oberfläche auftreten. Insgesamt leistet dieser Prozeß weniger als 25% der entsprechenden Sauerstoffzehrung zum Gesamtumsatz von C_{org} , wie auch von anderen Standorten in der Literatur berichtet wird.

Um die Rückführung von Stickstoff- und Phosphor-Komponenten an die Wassersäule zu quantifizieren, wurde die saisonale Variation von Gesamtfreisetzungsraten und diffusiven Porenwasserflüssen dieser Spezies analysiert. Die Äquivalenz beider Flüsse bei

Verwendung geeigneter Transportkoeffizienten zur Berechnung von Porenwasserflüssen wurde nachgewiesen. Da für die tief liegenden Schlickgebiete der Kieler Bucht nur Porenwasserdaten aus der Folgezeit der oben angeführten, großflächigen anoxischen Verhältnisse vorliegen, ergibt sich eine relativ große Unsicherheit für die Bilanzierung von Umsatz, Akkumulation und Freisetzung dieser Komponenten in der Kieler Bucht.

Die für die Tiefseesedimente borealer, subpolarer und polarer Meeresgebiete typischen Transportprozesse und chemischen Reaktionen wurden entlang eines breiten Transekts vom norwegischen Schelf über das Voering-Plateau (ca. 1400 m) und den Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See bis zum grönländischen Schelf sowie auf einem Transekt vom arktischen Schelf nordöstlich von Svalbard bis zum Nansen-Gakkel-Rücken bei 86° nördlicher Breite untersucht. Dabei lag ein Schwerpunkt auf der Erforschung eventueller, saisonaler Reaktionen in den Raten benthischer Prozesse auf den ausgeprägt saisonalen Rhythmus der Sedimentation biogenen Materials aus der Wassersäule.

Die saisonale Variation der Mischungsrate für Partikel wurde an einer schelffernen Station auf dem Voering-Plateau anhand der Einmischung des Radiocaesiums aus dem Unfall in Tschernobyl in das Sediment verfolgt. Von dem Radiocaesium aus dieser Quelle gelangte ein Teil (vermutlich nur der in Form von Mikropartikeln eingetragene) in Assoziation mit organischen Aggregaten mit dem ersten Sedimentationsschub sehr schnell zum Meeresboden. Der mit einem Vielschichten-Modell als quasi-diffusiver Vorgang nachvollzogene Prozeß ergab auf der Basis eines Mischungskoeffizienten für den größten Teil des Jahres von $D_s = 2.0 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ eine erhöhte Mischungsrate im Verlauf der sommerlichen Sedimentationsphase. Dies wurde aus den Lebensbedingungen der dortigen benthischen Makrofauna erklärt, die auf die im Jahresverlauf nur kurzzeitige Zufuhr frischen organischen Materials mit gesteigerter Freß- und Einmischungsaktivität reagiert. Bei einer zweiten, diesbezüglich untersuchten Station am norwegischen Kontinentalhang zeigte sich ein hangabwärts gerichteter Transport vom Schelfrand im Verlauf der herbstlichen Turbulenz in der Wassersäule, wodurch die Auffindung eines etwaigen, saisonalen Signals

im Sediment verhindert wurde. Untersuchungen nach 1.5 bis 2 Jahren an Sedimenten vom norwegischen Kontinentalhang und an weiteren Stationen des Voering-Plateaus lieferten mittlere Partikel-Mischungsrate im Bereich von $D_B = 2.1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $D_B = 6.3 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Um eine Größenordnung niedriger lagen die Mischungsrate mit $D_B = 1.7 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $D_B = 2.9 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ in den Sedimenten des Becken-Bereichs der Norwegisch-Grönländischen See. Dabei zeigten sich von Norwegen in Richtung Grönland abnehmende Inventare von Radiocaesium aus Tschernobyl, während gleichzeitig eine ältere Quelle von ^{137}Cs (aus Atomwaffenversuchen) an Intensität zunahm, was auf den Einfluß des Ostgrönlandstroms zurückgeführt wurde.

Der ebenfalls im Jahresverlauf studierte biogene Transport von gelösten Komponenten nahe der Grenzfläche zeigte auf dem Voering-Plateau und am norwegischen Kontinentalhang nur eine geringe Beschleunigung von maximal 60% gegenüber molekularer Diffusion. Da die Organismenaktivität im Beckenbereich noch niedriger ist, kann davon ausgegangen werden, daß dort molekulare Prozesse das Austauschgeschehen an der Sediment/Wasser-Grenzfläche dominieren.

Da die mit dem Abbau organischer Substanz verbundenen chemischen Reaktionen weiten Einfluß über die Steuerung der Redox- und pH-Bedingungen auch auf die Verteilung der nicht bio-relevanten Elemente ausüben, wurde der Untersuchung der Rate für den C_{org} -Abbau und der Reduktion der einzelnen Oxidationsmittel besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Dazu wurden zunächst integrierte Abbauraten für organischen Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor mit Hilfe eines Modells ermittelt, die deren sedimentäre Verteilung aus dem Wirken von Abbau nach einer Kinetik 1. Ordnung, Partikelmischung und Akkumulation erklären. Unter Verwendung der in dieser Arbeit bestimmten Mischungsrate ergaben sich für den Abbau organischen Kohlenstoffs auf dem Voering-Plateau Rate im Bereich von $16 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ bis $29 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, während die entsprechenden integrierten Rate im Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See zwischen $1 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und maximal $5 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ lagen; gegenüber der Akkumulationsrate besitzt die Partikelmischungsrate in allen Fällen den entscheidenden Einfluß für die Höhe der Geschwindigkeitskonstanten. Aufgrund von intensiver Karbonatlösung beim Übergang zum Holozän, deren

Bedeutung nicht quantifizierbar ist, können die ermittelten Raten um maximal 20% überschätzt sein. Unbedeutend ist dieser Effekt für die Bestimmung des C:N:P-Verhältnisses des abgebauten Teils der organischen Substanz, der sich aus dem Vergleich der entsprechenden Abbauraten ergibt. In allen untersuchten Gebieten lagen die Verhältnisse mit C:N:P=123:13.7:1 (Voering-Plateau) und 121:11.7:1 (Becken-Bereich) noch dichter am Redfield-Verhältnis für die organische Substanz, als es der direkte Vergleich der sedimentären Gesamt-Gehalte anzeigte. Die trotz vermutlich geringer pelagischer Zufuhr relativ hohen C_{org} -Gehalte im arktischen Nansen-Becken sind wegen der niedrigen C/N-Verhältnisse nicht auf terrestrischen Eintrag zurückzuführen, sondern deuten auf laterale Zufuhr und biotische Überprägung der C:N:P-Zusammensetzung des organischen Materials am Meeresboden.

Als thermodynamisch instabile Komponente des sedimentierenden Materials wird die organische Substanz in einer charakteristischen Abfolge durch verschiedene Oxidationsmittel abgebaut, deren Umsatzraten für die verschiedenen Gebiete durch Modellierung der Verteilung von Porenwasserbestandteilen ermittelt wurden.

a) Die Oxidation organischer Substanz durch Sauerstoff - als dem bedeutendsten Oxidationsmittel - und durch Nitrat wurde anhand von 2-Schichten- und 3-Schichten-Modellen der Nitratverteilung im Porenwasser quantifiziert. Da sich diese "steady state"-Modelle auf verschiedene Annahmen und Vereinfachungen stützen müssen und bei Messung der einzelnen Parameter die Möglichkeit von Artefakt-Bildungen besteht, wurden die Modellergebnisse zur Nitrat-Reduktion an typischen Beispielen mit der direkten Bestimmung der Denitrifikation nach dem C_2H_2 -Block-Verfahren verglichen. Dabei ergab sich eine relativ gute Übereinstimmung zwischen beiden Methoden, insofern als erstens das Ausbleiben und die relative Intensität der Denitrifikation ähnlich bei beiden Methoden angezeigt wurden, zweitens ähnliche Tiefenverteilungen für die Rate im Sediment ermittelt wurden und drittens die errechneten Raten für die umsatzstarken Sedimente dicht beieinander lagen.

Auf der Basis von 8 an einer Station des Voering-Plateaus - jahreszeitlich verteilt - aufgenommenen Porenwasserprofilen konnte erstmalig für die Tiefsee ein saisonales Signal für den

Abbau organischer Substanz am Meeresboden nachgewiesen werden: für die 8 Monate des Jahres mit geringer Zufuhr durch Sedimentation wurde ein mittlerer C_{org} -Umsatz von $17.8 \pm 3.4 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ berechnet, der sich in den 4 Sommermonaten der Hauptsedimentation auf $28.9 \pm 4.1 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ erhöhte. Während die Sedimente der untersuchten Kontinentalränder in der Regel wesentlich höhere Umsätze aufwiesen, ließen sich für den Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See aus den Modellen Raten abschätzen, die bis zu dreimal niedriger lagen als die für das Voering-Plateau bestimmten Jahresmittelwerte des C_{org} -Umsatzes von $21.5 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ durch Sauerstoff und $0.21 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ durch Nitrat. Probleme mit der genauen Bestimmung von Raten für den rezenten oxidischen Abbau nahe der Sediment/Wasser-Grenzfläche ergaben sich daraus, daß im gesamten Becken-Bereich der Norwegisch-Grönländischen See die oberflächennahen Porenwasserprofile durch Abbauprozesse in C_{org} -reichen, tief liegenden Schichten beeinflußt werden. Diese Horizonte sind eine Folge von speziellen Ablagerungsbedingungen und enthalten zu einem wesentlichen Teil den während des Übergangs vom Spätglazial zum Interglazial am Schelf erodierten und in den Becken-Bereich transportierten, bereits aufgearbeiteten Kohlenstoff. In diesen Sedimenten mit geringer pelagischer C_{org} -Zufuhr findet zwar der überwiegende Teil der integrierten Abbauleistung weiterhin nahe der Sedimentoberfläche statt, das mit den Abbauprozessen verknüpfte typische Redoxmilieu in der Sedimentsäule wird jedoch entscheidend durch die Reaktionen in diesen tiefliegenden Horizonten beeinflußt. Noch ausgeprägter werden diese Verhältnisse im Nansen-Becken vorgefunden, wo bei sehr niedrigen C_{org} -Umsätzen nahe der Sedimentoberfläche die tiefliegenden Abbauvorgänge der gesamten Sedimentsäule die typische Redoxstruktur von Kontinentalrand-sedimenten aufprägen.

Die Raten für C_{org} -Oxidation durch die Reduktion höherer Manganoxide und von Sulfat wurden ebenfalls für die verschiedenen Kontinentalrand- und Beckengebiete anhand von einfachen Modellen der Porenwasserverteilung des Mn^{2+} und des NH_4^+ berechnet. Die durch diese Oxidationsmittel geleisteten Beiträge zum gesamten C_{org} -Umsatz von $0.01 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ bis $2 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ C_{org} für Mangandioxid-Reduktion und von 0.08 bis $12 \mu\text{mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ C_{org} für Sulfatreduktion sind von wesentlich geringerer Bedeutung als die

Sauerstoffkonsumption. Wichtiger ist jedoch, daß diese Prozesse spezifische Signale (Anreicherungen von Mangan, Kobalt, evtl. von Schwefelverbindungen, etc.) in der partikulären Sedimentphase hinterlassen, die zur Interpretation paläozeanographischer Verhältnisse herangezogen werden können. Als Beispiel wird die "non steady state" Verteilung von Mangan in fester und gelöster Phase von Sedimenten des norwegischen Kontinentalhanges und des Voering-Plateaus diskutiert, aus der auf wesentlich intensivere Umsatzprozesse - als heute vorgefunden - für zurückliegende Zeiträume zu schließen ist.

Als der neben dem Stickstoff wichtigsten biorelevanten Komponente, die die Produktivität der Ozeane limitiert, wurden die Remineralisierung von Phosphor und die Raten seiner Freisetzung vom Meeresboden untersucht. Letztere liegen in einem relativ engen Bereich von $0.02 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ bis $0.36 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ für alle Gebiete des Europäischen Nordmeers. In den Sedimenten des untersuchten Arktischen Beckens ist die Produktion von Phosphat aus rezentem Abbau - ähnlich wie beim Nitrat - so gering, daß infolge gleichzeitig stattfindender Adsorption in mehreren Kernen eher Aufnahme von Phosphat aus der Wassersäule stattfindet als Rückführung an diese.

Für organischen Kohlenstoff an der Zentralstation "Z" auf dem Voering-Plateau ergibt eine Bilanz von Zufuhr durch Sedimentation, von Umsatz- und Akkumulationsraten ein gut ausgeglichenes Budget: der nach 2 unabhängigen Methoden ermittelten Umsatzrate von C_{org} in den oberflächennahen Sedimentschichten von $16.7 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Modellierung der C_{org} -Profile) bzw. $21.5 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (Modellierung der Nitrat-Verteilung) und einer mit $0.7 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ abgeschätzten Akkumulationsrate steht ein pelagischer Eintrag von $23 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} (aus Sinkstofffallen bei 500 m Wassertiefe) gegenüber. Für die beiden anderen intensiv untersuchten Stationen am norwegischen Kontinentalhang bzw. an einer lokalen Erhebung auf dem Voering-Plateau ergaben sich über der pelagischen Zufuhr liegende Umsatzraten, da diese Stationen durch hangabwärts gerichteten Transport vom Schelf, bzw. durch das lokale Strömungsmuster bedingt, einen zusätzlichen C_{org} -Input erhalten. Im Vergleich zu Literaturdaten über Sedimentationsraten zwischen $3.3 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ und $11.4 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} in den

tieferen Arealen der Norwegisch-Grönländischen See liegen die durch Modellierung der Nitrat-Verteilung im Porenwasser gewonnenen mittleren Raten von $13.8 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ bzw. $14.7 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ C_{org} relativ hoch. Neben der erwähnten Beeinflussung des oberflächennahen Porenwassermilieus durch Prozesse in tiefliegenden Schichten könnten auch saisonale Effekte sowie die raum-/zeitliche Variabilität in den verschiedenen Raten für den Unterschied ausschlaggebend sein. Die Raten liegen aber in dem Bereich, der aus in situ Sauerstoffzehrungsmessungen auch für andere Gebiete des Nordatlantik berichtet wird.

Der Vergleich der Akkumulationsraten für biogene Kieselsäure mit den Freisetzungsraten von Silikat in den verschiedenen Gebieten der Norwegisch-Grönländischen See zeigt, daß weniger als 1% der jährlichen Zufuhr im Sediment erhalten bleibt. Erhebliche Unterschiede gibt es zwischen den für die Norwegisch-Grönländische See berichteten Sedimentationsraten (aus Sinkstofffallen) und den hier ermittelten, höheren Rückführungsraten an den Ozean. Die ausführliche Diskussion von Silikatlösung und Freisetzung aus ozeanischen Sedimenten bestätigt die gefundenen Raten für den Porenwasserfluß und macht weitere Arbeiten zur Bestimmung der lateralen und vertikalen Zufuhr von biogenem SiO_2 erforderlich.

Zum Schluß der Arbeit wurden einige Fragen diskutiert, die zum einen - wie die Saisonalität der Prozesse - zu den Besonderheiten polarer und borealer Meeresgebiete gehören, bzw. die zum anderen - wie die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} im Sediment oder die relative Bedeutung der Oxidationsmittel - wegen der geringen Datenbasis allgemein als unzureichend gelöst angesehen werden.

In den untersuchten Sedimenten mit einem sich über mehr als 2 Größenordnungen erstreckenden Bereich von C_{org} -Oxidationsraten zwischen der Kieler Bucht und dem arktischen Nansen-Becken ist Sauerstoff der wichtigste Elektronenakzeptor, dessen relative Bedeutung sich mit zunehmendem C_{org} -Gesamtumsatz vermindert. Vor allem in den Flachwassergebieten sind biogene Transportprozesse und die Aktivität der Makrofauna ausschlaggebend für einen hohen Anteil von O_2 -Reduktion am C_{org} -Gesamtumsatz, da sie der Transportlimitierung für die O_2 -Konsumption entgegenwirken, den orga-

nischen Kohlenstoff über einen weiten Bereich verteilen und die mikrobielle Aktivität steigern. Trotz der relativ geringen Energieausbeute ist wegen der nahezu unbegrenzten Verfügbarkeit das Sulfat das nachfolgend bedeutendste Oxidationsmittel, dessen Anteil am C_{org} -Gesamtumsatz von 22% in den Schlicksedimenten der Kieler Bucht bis unter 5% in den Beckensedimenten des Europäischen Nordmeeres sinkt. Die relativ hohe untere Grenze von 5% beim Anteil der Sulfatreduktion ist eine Folge der erwähnten C_{org} -reichen Horizonte, die klimatisch andere als die heutigen Ablagerungsverhältnisse repräsentieren; unter "steady state" Bedingungen wäre mit einem niedrigeren Anteil zu rechnen, wenn die Sedimente nicht sogar durchgehend oxisch wären. Die in der Reaktionsabfolge dazwischen stehenden Oxidationsmittel Nitrat und höhere Manganoxide tragen weniger als 3% bzw. 0.5% zum Gesamtumsatz bei.

Da die Saisonalität der in der ozeanischen Deckschicht ablaufenden Prozesse zu den Besonderheiten borealer und polarer Meeresgebiete gehört, wurden die Faktoren analysiert, die zusätzlich zu einer saisonal gesteuerten Sedimentation für die jahreszeitliche Variabilität in den Umsatzraten verantwortlich sind: vor allem ist dies eine hohe Reaktivität des sedimentierenden Materials, das - wie in der Norwegisch-Grönländischen See beobachtet - zeitweilig sehr schnell zum Meeresboden gelangen muß; weitere Bedeutung in diesem Zusammenhang besitzt die hier gefundene Saisonalität der Partikelmischungsrate, da sie zeitgleich mit der Hauptsedimentationsphase zu rascher Einmischung vor allem des reaktiven Materials führt.

Für paläozeanographische Interpretationen besteht ein Interesse daran, aus der sedimentären C_{org} -Verteilung auf die historischen Fertilitäts- und Ablagerungsbedingungen des Ozeans zu schließen; für die dazu notwendigen Kenntnisse über die Erhaltungsfähigkeit von C_{org} wird die Abhängigkeit von unterschiedlichen Umweltparametern wie z.B. der Gesamttakkumulationsrate oder der Partikelmischungsrate postuliert, die mit den hier ermittelten Raten über Umsatz-, Mischungs- und Akkumulationsprozesse überprüft werden konnte. Vor allem für die Flachwassersedimente ist die Herkunft und Qualität der organischen Substanz für deren Erhaltungsfähigkeit von Bedeutung, wobei der Makroalgen-Detritus, der sich in

den Schlicksedimenten der Kieler Bucht sammelt, eine höhere Tendenz zur Erhaltung zeigt (evtl. im Zusammenhang mit dem stärker anoxischen Abbaumilieu) als das pelagische Material. Ebenfalls wichtige Einflußgrößen sind die biogenen Transportraten für gelöste und partikuläre Substanzen, da sie - wie oben gezeigt - auf verschiedene Weise den benthischen Umsatz von C_{org} beschleunigen. Weder für die Flachwassersedimente noch für die Tiefsee kann die Hypothese bestätigt werden, daß hohe Partikelmischungsraten zu höherer Erhaltung von C_{org} führen. Durch Vergleich der relativen Verhältnisse von Umsatz und Akkumulation an den Zentralstationen "E" und "Z" auf dem Voering-Plateau sowie den Sedimenten des Becken-Bereichs konnten hingegen weitere Hinweise für die steuernde Wirkung der Gesamttakkumulationsrate gewonnen werden.

Aminosäuren im Sediment - Analytische Methodik und Ergebnisse aus der Norwegischen See

L. J. Mintrop

Gegenstand der vorliegenden Untersuchung ist die Analyse von Aminosäuren in marinen Sedimenten und im Porenwasser. Hierzu wurden Proben im Arbeitsgebiet des Sonderforschungsbereichs 313 im Europäischen Nordmeer auf mehreren Fahrten genommen, wobei einige Stationen mehrfach und zu unterschiedlichen Jahreszeiten beprobt wurden. Parallel hierzu wurden Proben aus der Wassersäule und Sinkstofffallenmaterial untersucht.

Diese Arbeit gliedert sich in zwei Teile. Im ersten Teil werden die einzelnen Einflußfaktoren auf die Derivatisierungsreaktion und die chromatographische Trennung, insbesondere auch unter Berücksichtigung der Seewassermatrix, untersucht und diskutiert. Die Möglichkeiten der Optimierung der Methode hinsichtlich chromatographischer Trennung, Probenvorbereitung und Automatisierung des Verfahrens werden aufgezeigt.

Im zweiten Teil werden zunächst anhand der gewonnenen Proben aus der Norwegischen See die Schritte Probennahme, Probenlagerung und Probenvorbereitung näher betrachtet, da die Zuverlässigkeit dieser Teilbereiche des vollständigen Analysenverfahrens die Aussagekraft der Messwerte bestimmt. Für Proben aus der Wassersäule wurde festgestellt, daß bei sorgfältigem Ausschluß aller Kontaminationsquellen, vorsichtiger Filtration und adäquater Lagerungsbedingungen zuverlässige und vergleichbare Messwerte zu erhalten sind. Für Sedimente und Porenwasser stellt die Probennahme, und hier mögliche flächenhafte Variabilität des Sediments, die größte Unsicherheit dar. Die Entnahme und das Segmentieren von Unterkernen, die Methode der Porenwassergewinnung und die Hydrolyse von Sediment und Porenwasser läßt sich zuverlässig und reproduzierbar durchführen.

Das Verhalten der Aminosäuren ist gekennzeichnet durch eine ungewöhnliche Konstanz der relativen Zusammensetzung in allen Probenarten. In der Wassersäule sind die Molprozentage der einzelnen Aminosäuren in Sommer- und Winterproben vergleichbar. Fallenmaterial hat über den ganzen Jahresgang konstante Zusammensetzung bezüglich der Aminosäuren. Im Sediment zeigt sich sowohl eine Konstanz der Molprozentage im partikulären Material als auch im Porenwasser. Dieses Verhalten wird in Zusammenhang mit der Beteiligung der Aminosäuren an biologischen Prozessen diskutiert.

Die absoluten Konzentrationen der Aminosäuren zeigen in der Wassersäule Variationen mit der Wassertiefe und den hydrographischen Parametern, wobei deutliche Änderungen besonders in der euphotischen Zone und an Grenzschichten (Thermo-, Halo- und Pyknoklinen) auftreten. Diese Variationen werden in Verbindung mit den hydrographischen Parametern, Nährsalz- und Partikelverteilungen betrachtet.

Konzentrationen von Aminosäuren im Fallenmaterial lassen sich mit partikulärem Kohlenstoff und - Stickstoff korrelieren. Die Konzentrationen im Sediment nehmen mit der Sedimenttiefe ab, wobei Remineralisationsmodelle offensichtlich zu niedrige Abbauraten liefern. Die Aminosäuren im Sediment sind daher als wenig reaktiv anzusehen. Es wird gefolgert, daß der Abbau der labilen Aminosäurefraktion bereits über dem Sediment stattfindet.

Die Konzentration der Aminosäuren im Porenwasser zeigt deutliche saisonale Veränderungen, die offensichtlich mit bakterieller Aktivität, aber auch mit der Aktivität benthischer Makrofauna gekoppelt sind.

Als ein Ergebnis dieser Arbeit wird die Anwendung der Analyse von Aminosäuren für weitere Untersuchungen diskutiert und der Wert der Aminosäurebestimmung, insbesondere in Verbindung mit mikrobiologischen Untersuchungen wird betont.

AMINO ACIDS IN DEEP-SEA SEDIMENT POREWATER - DEPTH PROFILES OF CONCENTRATIONS AND MICROBIAL ACTIVITY

L. MINTROP, L.-A. MEYER-REIL and J.C. DUINKER

Institut fuer Meereskunde, Duesternbrooker Weg 20, D-2300 Kiel, FRG.

Abstract: Dissolved free amino acids (DFAA) and dissolved combined amino acids (DCAA) were determined in the porewater of sediment cores (water depth from 1000 to 3300 m) from the Norwegian - Greenland Sea. Generally, concentrations in the sediment column decrease with depth, while the relative composition of the amino acid fractions remains remarkably constant, with the exception of the contribution from acidic amino acids, decreasing with depth. Some secondary concentration maxima several centimeters below the sediment-water interface correlate with minima in bacterial amino acid uptake rates, determined in terms of ^3H -leucine incorporation. The implication of bacterial activity on amino acid concentrations is discussed.

Introduction

The diagenetic reactions of organic matter in sediments of the open ocean are of special interest for geochemists and benthic biologists. Apart from the analysis of general parameters as dissolved organic carbon (DOC), the determination of individual compounds should provide better insight into these processes. Therefore amino acids have been analyzed in sediments for this purpose quite frequently [see for example: DUNGWORTH et al. 1977, MAITA et al. 1982, GONZALEZ et al. 1983] As representatives for the fraction of labile organic nitrogen their concentrations and depth distributions should be closely linked to biologically mediated early diagenesis.

Since chemical reactions are likely to occur in the liquid phase or at solid-liquid boundaries, the sediment porewater (interstitial water) plays an important role. Inorganic ions have been analyzed in porewaters in order to model the oxidation of organic matter according to the depth profiles found for the different oxidants and oxidation products [FROELICH et al. 1979, BENDER and HEGGIE 1984]. But also direct measurements of dissolved organic compounds have been carried out which comprise also amino acids. The latter investigations have been undertaken mainly in coastal waters [HENRICHS and FARRINGTON 1987], estuaries [JORGENSEN et al. 1980], and some special environments like salt marsh soils [GARDNER and HANSON 1979], mangrove forrests [STANLEY et al. 1987] and fjords [JORGENSEN et al. 1981].

Even in deep-sea sediments the biologically mediated diagenetic activity obviously is triggered by seasonal changes in the way that the supply of sedimentating matter varies throughout the year [SMITH and BALDWIN 1984]. There are only few data available of amino acids in porewater of deep-sea sediments. HENRICHS et al. (1984) reported data from two samples, taken at the Peruvian Upwelling Zone at water depth of 1428 and 5300 m, respectively, and from a further sample, taken at 4200 m water depth east of the Gulf of Maine [HENRICHS and FARRINGTON 1979]. In these anoxic sediments they found concentrations between 3 and 50 $\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ of total dissolved free amino acids with glutamic acid, glycine and alanine being the most abundant amino acids. Nonprotein amino acids like β -glutaric acid and β -alanine were detected in some of the samples.

Chemical reactions in sediments are mostly biologically mediated, since nearly all sediments are densely populated by bacteria and microorganisms. As long as the sediments are not completely anoxic, benthic macrofauna and their life style can significantly contribute to the reactions in deep-sea sediments. By their bioturbation activity they mix sediment particles and also microorganisms attached to this particles [GRAF 1989]. Some animals built tube systems and create special

microhabitats this way. [ALLER 1984]. Bioirrigation due to pumping leads to a water exchange between sediment layers [EMERSON et al. 1984]. So in oxic and suboxic sediments, this activity of benthic macrofauna can possibly be reflected in depth profiles of porewater constituents.

We here want to present some more comprehensive data of amino acids in porewater analyzed in a larger number of deep-sea samples from a research area with mainly suboxic sediments. We also present some first data on dissolved combined amino acids in porewater. Additionally, we include some data from microbial investigations of the same samples for further discussion.

In this context, we use the termination 'deep-sea' as a means to distinguish between the sediments of water depth greater than 1000 m. that we analyzed, from those of coastal and continental shelf areas, well aware that oceanographers use a different definition of 'deep-sea'. Nevertheless, as we will show, there appear to exist differences also concerning amino acids between hemi-pelagic samples (1000 - 1500 m water depth) and 'real' deep-sea samples (> 3000 m water depth).

Experimental

Samples were recovered in the Norwegian–Greenland Sea during the cruises no. 128, 137, 142 of R.V. 'POSEIDON' in June 1986, February 1987, November 1987, respectively, and during cruise no. 2 of R.V. 'METEOR' in June/July 1986. Fig. 1 shows the sample locations. Water depth at the sampling stations ranged from 950 m on the Norwegian continental slope to 3300 m in the Lofoten Basin.

Sediment samples were taken using a box-corer (50x50 cm surface area, Wuttke, FRG). Following recovery, subsamples were taken with polyacrylic tubes (10 cm diameter) and the cores were brought to a climatized (0°C) laboratory immediately. Here, one of the cores was cut into slices of 0.5 to 2 cm thickness from which the porewater was squeezed using a device, that allowed for simultaneous squeezing of 12 to 18 samples and on-line filtration of the porewater through 0.4 µm membrane filters. The device is described elsewhere [MINTROP 1990]. For microbial analysis subsamples from a second core were taken with perforated and sealed plexiglas tubes (1.2 cm in diameter) to allow for application of the core injection technique described previously [MEYER-REIL 1987].

From the porewater obtained, aliquots were taken for hydrolysis to determine dissolved combined amino acids (DCAA), and the remaining sample was deep frozen after addition of 1 µg HgCl₂ per cm³ as a preservative.

Hydrolysis was carried out on board. Concentrated hydrochloric acid was added to the sample to give a final concentration of 6 mol · dm⁻³. Ampoules were sealed under nitrogen gas and heated to 110°C for 24 hours.

The method for HPLC-analysis is described elsewhere [MINTROP 1990, WENCK et al. 1990]. Briefly, samples were derivatized with o-phthaldialdehyde and the derivatives separated on a C-18 reversed-phase column and detected fluorimetrically. The hydrolysates were treated the same way after they had been dried in a vacuum centrifuge (Speedvac, USA) and taken up with ultrapure water.

The enzymatic hydrolytic activity and microbial incorporation were determined according to methods described by MEYER-REIL (1986). In principle, substrates to be tested for enzymatic hydrolysis or incorporation were injected through the silicon sealed holes of the plexiglas tubes into distinct sediment horizons by means of a syringe. After a preset incubation time at in situ temperature, the cores were sectioned in 1 cm intervals. Porewater of the sections was obtained by centrifugation and the fluorescence measured against a standard solution (for enzymatic hydrolysis of fluorescein-diacetate). The sediment was dried, oxidized in a Tri-Carb oxidizer (Packard, USA) and analyzed in a liquid scintillation counter (for incorporated ^3H -leu).

Results

Dissolved combined amino acids

The fraction of total hydrolyzable amino acids (THAA) comprises any amino acid containing substance, that releases individual amino acids upon hydrolysis. If the separately determined dissolved free amino acids (DFAA) are subtracted from these values, the dissolved combined amino acids (DCAA) remain. This fraction can not be regarded as a chemical uniform compound class, as, for instance, rather small molecules such as dipeptides as well as amino acid containing macromolecules can belong to this (operationally defined) part of dissolved organic matter. Since amino acids are introduced to the sediment in particulate form, the DCAA can be regarded as first breakdown products of newly arrived material. On the other hand, DCAA can comprise the discharge products of bacteria and macrofauna too. Also, DCAA can contain the dissolved or colloidal precursors of aggregated humic substances on the way of the transformation of dissolved organic matter into the unreactive permanent deposit of organic material found in deeper sediment layers. Of course, accidentally released material from cell rupture during squeezing will also be contained in the DCAA. We still have very limited knowledge about the position of this compound class in the diagenetic pathway of organic matter.

Concentration depth profiles

Fig.2 shows depth profiles for the same sampling locations at different seasons. Generally, the concentrations show exponential decrease with water depth. In several cases, subsurface secondary concentration maxima are observed in the 6 to 12 centimeters depth range (c.f. st. 186, 1184, 95, 176). Total concentrations of DCAA in porewater range from 75 to 15 $\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ at the sediment-water interface and from 20 to 4 $\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ below 20 cm sediment depth. Apparently, the shape of the concentration profiles of DCAA remains more or less constant throughout the season.

At the time, when the summer samples were taken (end of june / beginning of july), fresh material had only arrived at the sediment surface of station H but was not found at station Z [GERLACH et.al.1986]. Since the concentration at station Z at end of june is only slightly elevated, the augmentation in the top centimeter at station H in the beginning of july could stem from freshly sedimentated matter.

Composition of the DCAA spectrum

The spectrum of DCAA is practically unchanged along the depth profiles (Fig. 3). The only changement, that can tentatively be seen in several samples is a slight decrease of the molar contribution from the acidic acids asp and glu (st. 91, 95, 1148). Table 1 shows the molar percentages for the two stations. Due to the method applied, the total (100 %) is made up by the 15 amino acids listed in the table and secondary amino acids and cystine/cystein are not included, as well as tryptophane, which is known to undergo partly decomposition upon hydrolysis.

Dissolved free amino acids

If the dissolved combined amino acids in porewater are regarded as first breakdown products of sedimentated particulate amino acids, the dissolved free amino acids (DFAA) can be considered to represent the next diagenetic step to remineralize PON to inorganic nitrogen compounds. In addition, uptake and release by organisms influence the pool of DFAA in porewater.

Depth- profiles of DFAA

Like the DCAA, DFAA concentrations generally show an exponential decrease with sediment depth as can be seen in fig. 4. Depth profiles are given for the same stations as for DCAA (see above) and for some other stations which will be regarded in detail in conection with microbial parameters (see below). As for DCAA, some samples again show secondary concentration maxima of DFAA in

deeper sediment layers (cf. st. 73, 80, 91, 176, 244, 281, 284, 1148, 1184, 1185). If the depth profiles are compared accordingly to the annual season of sampling, the may and june values look rather similar for both sites (st. 244, 281, 66, 91 and 251, 284, 70), while the surface concentrations at st. 95 show elevated values, possibly due to arrival of freshly sedimentated matter as already discussed above for DCAA. In february values at site 'Z' (st. 186) are very low and approach those for the deepest samples (> 3000 m, st. 59 and 78). The corresponding sample from site 'H' unfortunately does not show these low values, but here different effects like downslope transport and mixing of fresh material during winter storms might have to be taken in account [RUMOHR 1989]. The october/november profiles show concentration maxima in the 4-8 cm range. This has to be regarded as significant feature, since the sample st. 1184 was recovered using the box-corer, while sample st. 1185 was recovered the same day at the same nominal position, but by means of a gravity corer, and both samples show similar profiles. We would presume that these higher values are remains of enhanced productivity triggered by the main autumn sedimentation, which occurs at july/august in this area [PEINERT et al. 1987].

Composition of the DFAA spectrum

The spectrum of individual amino acids for DFAA, similar as for DCAA, shows little variation along the sediment column (fig. 5). Only the acidic amino acids asp and glu decrease significantly with depth in most of the samples. Also the molar percentage for any given amino acid is similar in DFAA and DCAA fractions. Table 2 shows the mean molar percentages in comparison. Fig. 6 shows a scatter plot of the molar percentages for some amino acids. Data from a total of 29 stations, partly sampled during different annual seasons, are combined and the mean values from the different depth horizons are connected by the solid line. For most amino acids no significant differences were observed for any single station, values from the two deepest stations (st. 59 and st. 78) are marked by

filled squares in fig. 6 a,b for asp and glu and show a different depth profile (dotted line). While percentages for asp seem to lie somewhat higher, accompanied by a steeper gradient in the upper 2 centimeters for these two stations, it is evident, that glu values are significantly higher at greater sediment depth with a relative increase in the upper 2 centimeters.

Microbial parameters

In fig. 7 the depth profiles of DFAA - concentrations, FDA - hydrolysis activity and ^3H - leucine incorporation rates are compared in the upper 12 centimeters of the sediment column at 8 stations.

The leu - uptake rates generally show the greatest values below the sediment surface at 2 - 3 cm. But also below this horizon activity does not decrease dramatically and some secondary maxima can be found in the 6 - 8 cm layer. The FDA - hydrolysis rates generally show a slight decrease with sediment depth although relatively high values are also found in deeper layers (cf. st. 66, 91).

When DFAA - values and leu - incorporation rates are compared, an antagonistic behaviour of the two parameters seems to be evident (cf. st. 73, 80, 91). This will be discussed later in this paper.

If the two parameters leu - incorporation and FDA - hydrolysis can be considered as a measure of microbial activity, we generally find higher values near the sediment surface than at deeper sediment layers. From a more general point of view, microbial activity is believed to be greatest at the sediment surface and to decrease exponentially with sediment depth [MAITA et al. 1982]. Our data show a somewhat different picture since values are greatest just below the surface and are rarely reduced to more than 50% along the upper 6 - 8 cm.

Discussion

Depth profiles of concentrations

Nearly all sediment cores we analyzed showed amino acid concentrations decreasing with depth. Since the porewater amino acid concentrations at the sediment surface exceed those in the overlying seawater by one or two orders of magnitude [MINTROP 1990], there is no supply from the water column but a diffusive flux from the sediment into the seawater must exist. To maintain the gradients observed, new production of dissolved amino acids must meet the diffusive loss, in addition to the replacement of amino acids converted into inorganic nitrogen compounds due to remineralization.

What we intend to present here for further discussion are the common features of amino acids in sediment porewater derived from a number of deep sea samples. We will not enter the calculations of remineralization rates from the profiles for several reasons:

We still have very limited knowledge about the different pathways of particulate organic nitrogen remineralization and the specific role that the two fractions of dissolved amino acids (DFAA and DCAA) play in this context. As pointed out by JORGENSEN et al. (1980), amino acids in porewater can have numerous different sources and sinks. These include excretion and uptake by living organisms, release from intracellular pool of bacteria, microbial uptake, utilization by algae and algal exudates and physicochemical processes as adsorption and abiotic transformation (dehydration, racemisation etc.). Therefore amino acids can be recycled several times before they finally end up as inorganic nitrogen or macromolecular humic substances.

The estimation of a diffusion coefficient for amino acids is difficult, since amino acids and especially DCAA, for which we even do not know the molecular size, will behave differently from inorganic ions. The amino acids will certainly be more affected by adsorption and attachment to organic films due to lipophilic interaction. The bioturbation of the sediment by macrofauna, which has to be

accounted for in our samples, adds a further complication, since this activity normally is introduced in the calculations by defining an effective diffusion coefficient, which we also do not know for amino acids.

When the profiles are compared according to the annual season, the higher values in autumn are obvious and can be caused by the arrival of freshly sedimentated material. Unfortunately we do not have samples from the period of the main sedimentation (july/august [BATHMANN et al. 1989]), except st. 95, where new material has already arrived at the sediment surface [GERLACH et al. 1986]. But since we know that the activity of benthic organisms in the sediments we analyzed show seasonal variations [GRAF 1989, LINKE 1989] we would like to take the variations in porewater amino acid concentrations as a further hint to this phenomenon.

Composition of the amino acid fraction

Outstanding feature of the results we obtained is the surprisingly uniform composition of the amino acids. Obviously, at least in the samples we analyzed, there are no specific processes, which influence only the concentration of one or several amino acids, but all amino acids seem to be processed at nearly the same rate. Only the acidic amino acids asp and glu show decreasing molar percentages with depth. Since it is unlikely, that a single diagenetic process should affect all amino acids in the same way, we would rather believe that the composition is the net result of a great variety of different reaction pathways created by a multitude of different macro- and microorganisms inhabiting the sediment. The pattern we found differs significantly from those observed in anoxic sediments, where mostly glutamic acid plays a dominant role. This has been reviewed by STANLEY et al. (1987), who compared amino acid pattern of several anoxic sediments ranging from mangrove forests and coastal sediments to deep sea samples. On the other hand, our findings look similar to an oxic coastal sample from the Limfjord, Danmark, reported by JORGENSEN et al. 1981 (Ronbjerg sample).

We are not certain which role the bioturbation plays in creating this pattern. In anoxic sediments, bioturbation is negligible, since macrofauna normally is dependent on the supply of oxygen. In our deepest samples (water depth > 3000 m) the bioturbative activity is by an order of magnitude lower and restricted to the upper 1 or 2 centimeters. Here we find relative high contributions of glutamic acid below this horizon.

microbial activity

The antagonistic behaviour of DFAA concentrations and leucine uptake rates found in several cores could origin from two reasons:

- when in certain depth horizons the bacterial activity is high, this leads to a rapid remineralization of DFAA and therefore low concentration levels.
- in horizons with high DFAA concentrations the background level of leucine is high, so that the uptake rates determined with tritiated leucine are lower due to competition of the unlabeled amino acid.

Nevertheless, both explanations implicate a close link between amino acid concentrations in porewater and activity of bacteria.

As already mentioned before, bacterial activity shows relative high levels even in the deeper sections of the cores and some subsurface maxima are observed as also for the amino acids. Especially in sediments where the conditions are not completely anoxic, the abundance and/or activity of bacteria is always linked with organisms inhabiting the sediment. By their living activities these organisms create specific microhabitats, which, in addition to the bacteria attached to themselves, influence the diagenetic transformation of organic material. Vertical tubes built by the animals lead to oxygen supply and transport of freshly sedimentated matter of high nutritive value of deeper sediment horizons. Horizontal tubes and the organic layer of the tube walls can act as favourable sites for microbial activity, especially if some animals use these cavities to dispose off their fecal matter, as we know it from this area [GRAF 1989].

So what we can see from our samples is that the multiple activities of organisms and bacteria seems to be reflected in the amino acid composition and concentrations in the sediment porewater. The specific bioturbating activity of macrofauna is responsible for variations in the depth profiles and relative high activity in subsurface depth horizons. Seasonal supply of particulate matter triggers the life in deep sea sediments and obviously influences the concentration of DFAA in porewater. Further investigations now should go into details. Only microliter quantities of porewater are necessary for amino acid determination, so, for instance, the content of distinct burrow tubes could be analyzed and sediments with different species dominating the composition of benthic fauna could be compared. The composition of the amino acid spectrum in relation to oxic / anoxic conditions and degree of bioturbation should be followed in deep sea sediments to get a better understanding of the role amino acids play in early diagenesis of organic matter.

Acknowledgements

This work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft via the Sonderforschungsbereich 313.

References:

- ALLER, R. C.; 1984: The importance of relict burrow structures and burrow irrigation in controlling sedimentary solute distributions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**: 1929 - 1934.
- BATHMANN, U. V.; PEINERT, R.; NOJI, T. T. and BODUNGEN, B. v. 1989: Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. *Manuscript*.
- BENDER, M. L. and HEGGIE, D. T.; 1984: Fate of organic matter reaching the deep sea floor: A status report. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**: 977 - 986.
- DUNGWORTH, G.; THIJSSSEN, M.; ZUURVELD, J.; VAN DER VELDEN, W. and SCHWARTZ, A. W.; 1977: Distribution of amino acids, amino sugars, purines and pyrimidines in a Lake Ontario sediment core. *Chem. Geol.* **19**: 295 - 308.
- EMERSON, S.; JAHNKE, R. and HEGGIE, D.; 1984: Sediment water exchange in shallow water estuarine sediments. *J. mar. Res.* **42**: 709 - 730.
- FROELICH, P. N.; KLINKHAMMER, G. P.; BENDER, M. L.; LUEDTKE, N. A.; HEATH, G. R.; CULLEN, D.; DAUPHIN, P.; HAMMOND, D.; HARTMAN, B. and MAYNARD, V.; 1979: Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**: 1075 - 1090.
- GARDNER, W. S. and HANSON, R. B.; 1979: Dissolved free amino acids in interstitial water of Georgia salt marsh soils. *Estuaries* **2**: 113 - 118.
- GERLACH, S.A.; THEILEN, F. and WERNER, F.; 1987: Forschungsschiff Poseidon, Reise 119, Forschungsschiff Poseidon, Reise 120, Forschungsschiff Valdivia, Reise 201 - 48A, Forschungsschiff Poseidon, Reise 137. Berichte der Fahrtleiter. *Ber. Sonderforschungsbereich 313. Univ. Kiel* **5**: 1 - 94.
- GONZALEZ, J. M.; GRIMALT, J. and ALBAIGES, J.; 1983: Amino acid composition of sediments from a deltaic environment. *Mar. Chem.* **14**: 61 - 71.

- GRAF, G.; 1989: Benthic - pelagic - coupling in a deep - sea benthic community. *Nature* **341**: 437 - 439.
- HENRICHS, S. M. and FARRINGTON, J. W.; 1979: Amino acids in interstitial waters of marine sediments. *Nature* **279**: 319 - 322.
- HENRICHS, S. M. and FARRINGTON, J. W.; 1987: Early diagenesis of amino acids and organic matter in two coastal marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**: 1 - 15.
- HENRICHS, S. M., FARRINGTON, J.W. and LEE, C.; 1984: Peru upwelling region sediments near 15°S: 2. Dissolved free and total hydrolyzable amino acids. *Limnol. Oceanogr.* **29**: 20 - 34.
- JORGENSEN, N. O. G.; LINDROTH, P. and MOPPER, K.; 1981: Extraction and distribution of dissolved free amino acids and ammonium in sediment interstitial waters from the Limfjord, Danmark. *Oceanol. Acta* **4**: 465 - 474.
- JORGENSEN, N. O. G.; MOPPER, K. and LINDROTH, P.; 1980: Occurrence, origin, and assimilation of free amino acids in an estuarine environment. *Ophelia Suppl.* **1**: 179 - 192.
- JORGENSEN, N. O. G. and SONDERGAARD, M.; 1984: Are dissolved free amino acids free? *Microb. Ecol.* **10**: 301 - 316.
- LINKE, P.; 1989: Lebendbeobachtungen und Untersuchungen des Energiestoffwechsels benthischer Foraminiferen aus dem europäischen Nordmeer. *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel* **10**
- MAITA, Y.; MONTANAI, S. and ISHII, J.; 1982: Early diagenesis of amino acids in Okhotsk Sea sediments. *Deep - Sea Res.* **29A**: 485 - 498.
- MEYER - REIL, L.-A.; 1986: Measurement of hydrolytic activity and incorporation of dissolved organic substrates by microorganisms in marine sediments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **31**: 143 - 149.
- MEYER - REIL, L.-A.; 1987: Seasonal and spatial distribution of extracellular enzymatic activities and microbial incorporation of dissolved organic substrates in marine sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* **53**: 1748 - 1755.

- MINTROP, L.; 1990: Aminosäuren im Sediment - Analytische Methodik und Ergebnisse aus der Norwegischen See. *Ber. Sonderforschungsbereich 313. Univ. Kiel* 20: 217 p.
- RUMOHR, J.; 1989: Advection and accumulation of pelagic material on a ridge, northern Vöring - Plateau escarpment, Norwegian Sea. *Manuscript*.
- SMITH, K. L. and BALDWIN, R. J.; 1984: Seasonal fluctuations in deep-sea sediment community oxygen consumption: Central and eastern North Pacific. *Nature* 307: 624 - 626.
- STANLEY, S. O.; BOTO, K. G.; ALONGI, D. M. and GILLAN, F. T.; 1987: Composition and bacterial utilization of free amino acids in tropical mangrove sediments. *Mar. Chem.* 22: 13 - 30.
- WENCK, A.; MINTROP, L. and DUINKER, J.C.; 1990: Automated determination of amino acids in seawater. (submitted to Marine Chemistry)

Table 1:

Molar percentages of individual amino acids in DCAA at two sampling locations. Mean value of all depth intervals from 4 cores each, recovered at different annual seasons (see text).

amino acid	station Z	station H	mean \pm stddev. (n=94) (Z+H)	
asp*	9.3	9.8	9.5	\pm 2.2
glu*	14.5	14.6	14.5	\pm 2.3
ser	10.6	11.8	11.2	\pm 1.5
his	1.0	1.3	1.2	\pm 0.5
gly	22.4	20.7	21.5	\pm 2.0
thr	4.4	5.9	5.2	\pm 1.2
ala	10.4	11.6	11.1	\pm 1.7
arg	3.7	3.5	3.6	\pm 0.7
tyr	2.9	2.4	2.6	\pm 1.3
val	4.4	6.1	5.3	\pm 1.9
met	1.7	0.5	1.1	\pm 0.8
ile	3.7	2.9	3.3	\pm 0.7
phe	3.1	2.6	2.8	\pm 0.6
leu	5.4	5.2	5.3	\pm 0.8
lys	2.4	1.0	1.7	\pm 0.8

* typically ranging from ca. 15 at the sediment top to ca. 8 at 30 cm sediment depth for asp and from ca. 17 to ca. 12 for glu.

Table 2:

Comparison of molar percentages of individual amino acids of DFAA and DCAA.

*: mean calculated for the 18 stations from fig.4 and 11 further stations from the research area (not shown on fig.1) for DFAA. **: mean calculated for the 8 stations from fig.2 for DCAA.

DFAA	asp ¹	glu ²	ser	his	gly	thr	ala	arg	tyr	val	met	ile	phe	leu	lys
total*	8.3	13.4	14.1	1.5	15.2	3.8	11.4	3.8	3.0	6.2	0.8	5.8	4.8	5.6	2.4
st. Z	6.7	11.5	15.3	1.5	13.3	3.8	12.5	4.8	3.3	5.5	0.8	5.9	6.0	5.5	3.6
st. H	8.4	12.9	14.8	1.8	12.1	4.3	9.2	3.7	3.1	6.8	1.0	6.3	6.6	6.4	2.6

DCAA	asp	glu	ser	his	gly	thr	ala	arg	tyr	val	met	ile	phe	leu	lys
total**	9.5	14.5	11.2	1.2	21.5	5.2	11.1	3.6	2.6	5.3	1.1	3.3	2.8	5.3	1.7
st. Z	9.3	14.5	10.6	1.0	22.4	4.4	10.4	3.7	2.9	4.4	1.7	3.7	3.1	5.4	2.5
st. H	9.8	14.6	11.8	1.3	20.7	5.9	11.6	3.6	2.4	6.2	0.5	2.9	2.6	5.2	1.0

¹ gradient from ca. 12% at the sediment top to ca. 5% at sediment depth > 20 cm

² gradient from ca. 16% at the sediment top to ca. 5% at sediment depth > 20 cm

List of figures

Fig. 1: Map of the research area in the Norwegian - Greenland Sea. Sampling locations are indicated with station numbers. Numbers 59 to 95 refer to cruise 2, R.V. METEOR, while numbers 176 and 186, 244 to 284, and 1148 to 1185 are stations from R.V. POSEIDON cruises 137, 128, and 142, respectively (see text for details).

Fig. 2: Depth profiles of DCAA concentrations at site 'Z' (a-d, note different scale at d) and at site 'H' (e-h, note different scale at g).

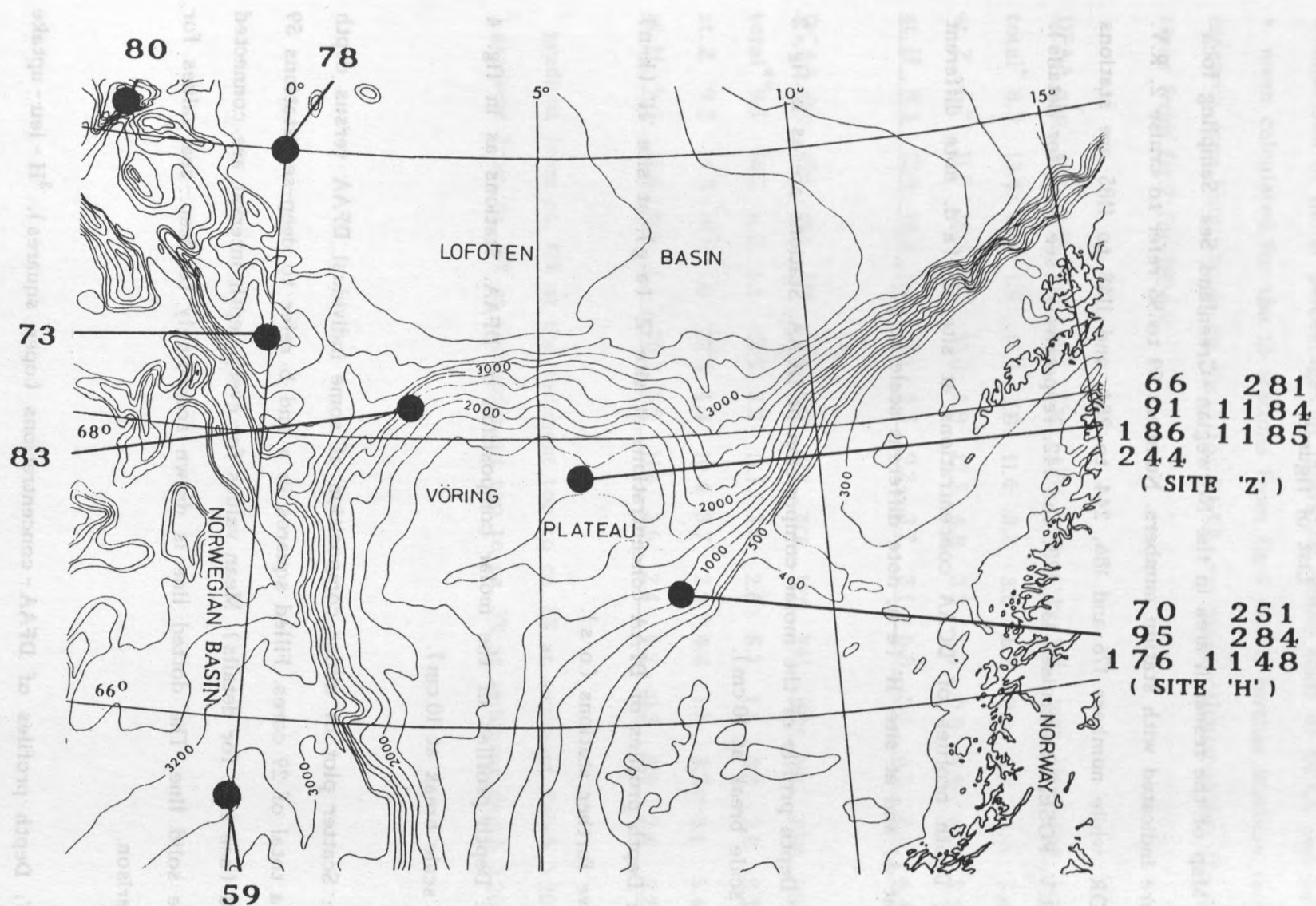
Fig. 3: Depth profile of the molar composition of DCAA. Stations are as is fig. 2 (note scale break at 10 cm).

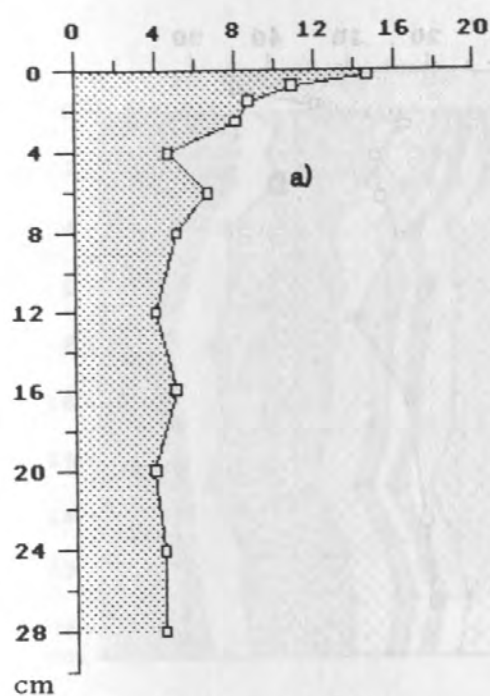
Fig. 4: Depth profiles of DFAA concentrations at site 'Z' (a-g), at site 'H' (h-n) and five further stations (o-s).

Fig. 5: Depth profiles of the molar composition of DFAA. Stations as in fig. 4 (note scale break at 10 cm).

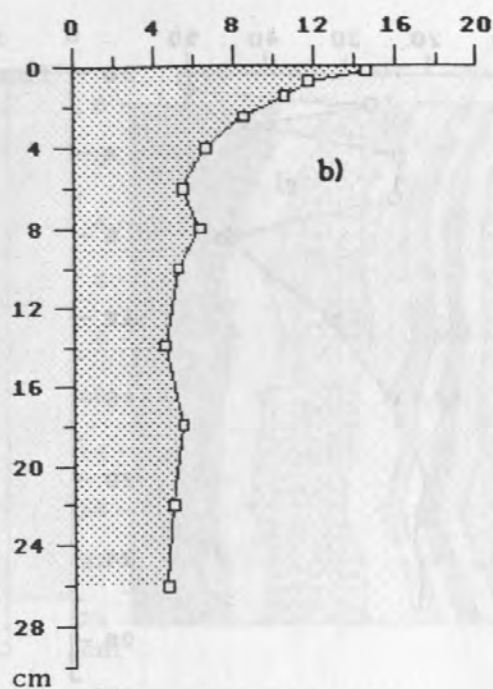
Fig. 6: Scatter plot of molar composition of some individual DFAA versus depth from a total of 29 cores. Filled squares in a and b refer to deep-sea stations 59 and 78 (see text for details). Mean values for every depth interval are connected by the solid line. The dotted line is drawn accordingly to deep-sea values for comparison.

Fig. 7: Depth profiles of DFAA - concentrations (open squares), ^3H - leu - uptake rates (filled squares), and FDA - hydrolysis rates (open circles) for 8 stations.

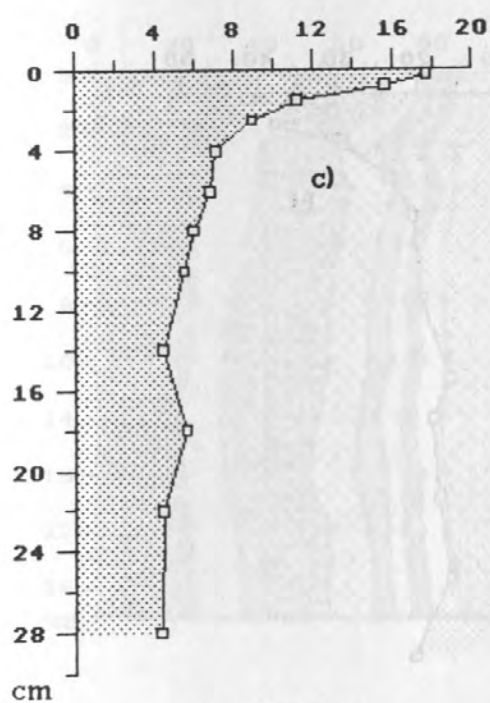




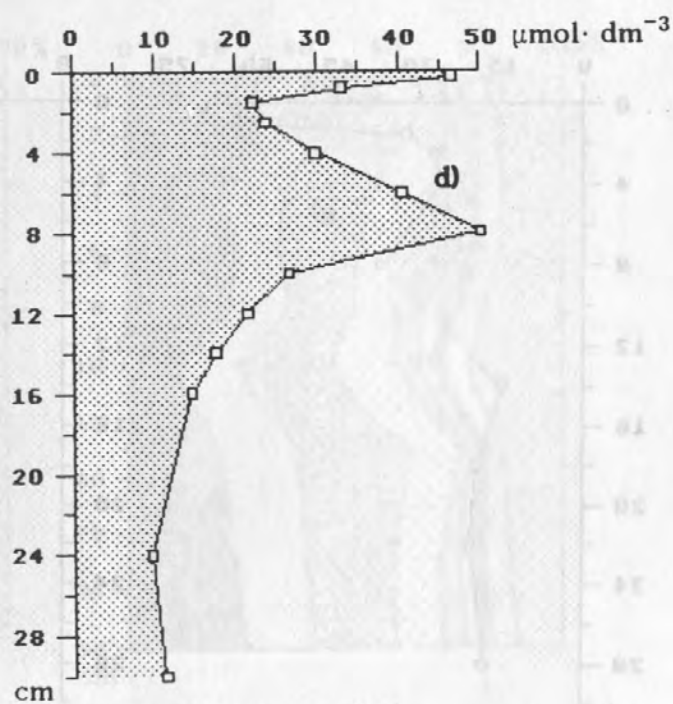
st. 186 02/14/87



st. 281 06/06/86

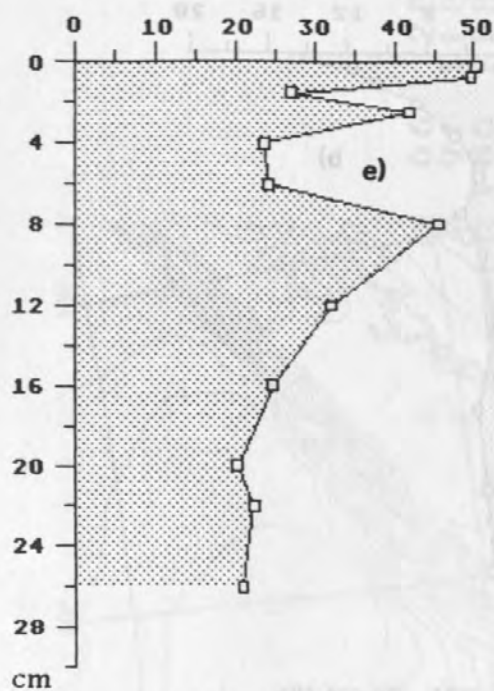


st. 91 06/30/86

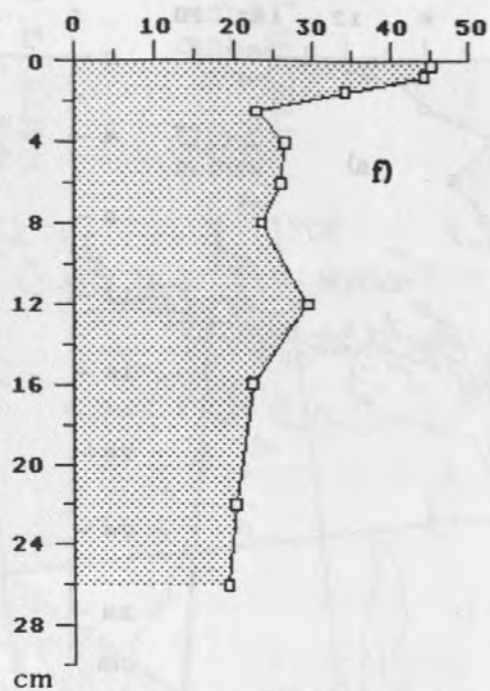


st. 1184 11/06/87

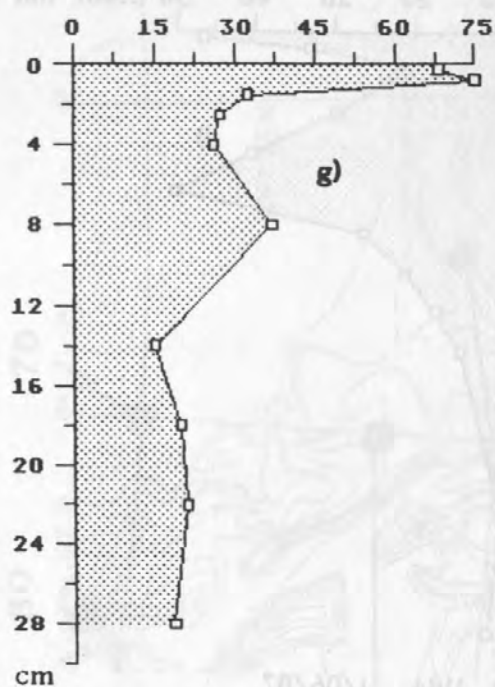
Site 'Z'



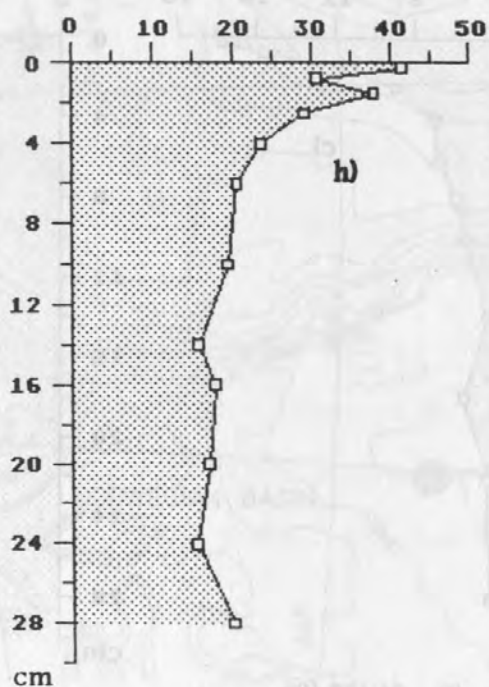
st. 176 02/09/87



st. 284 06/04/86

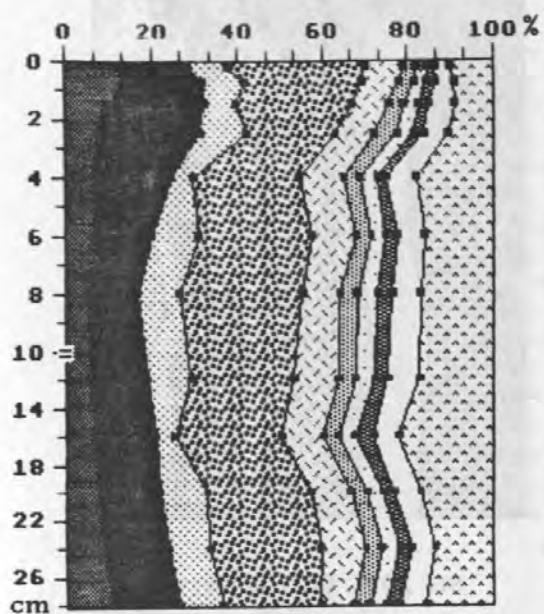


st. 95 07/01/86

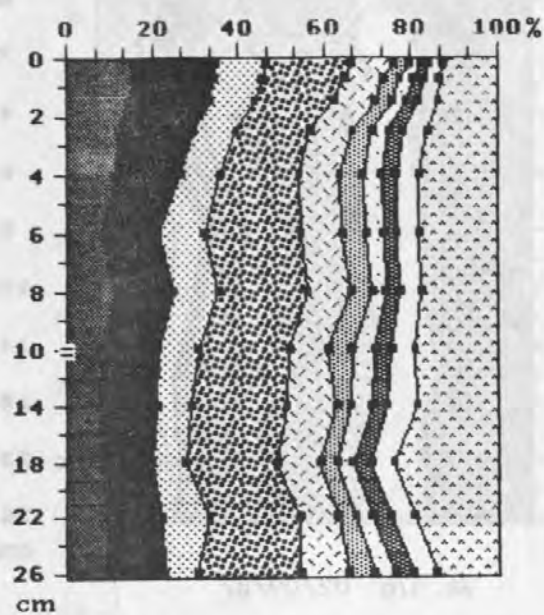


st. 1148 10/31/87

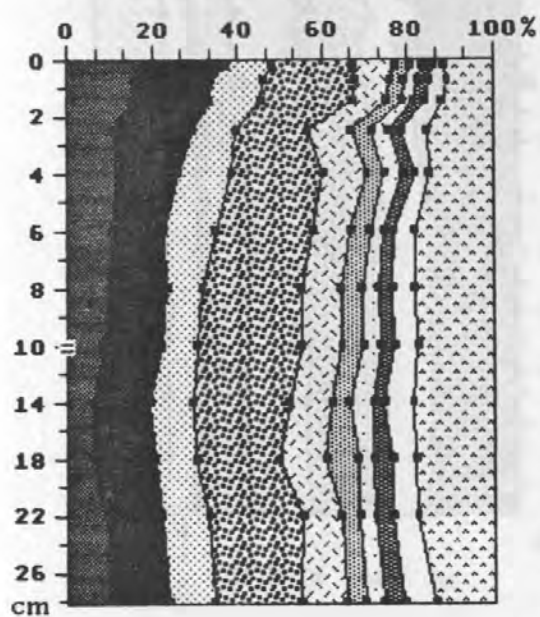
Site 'H'



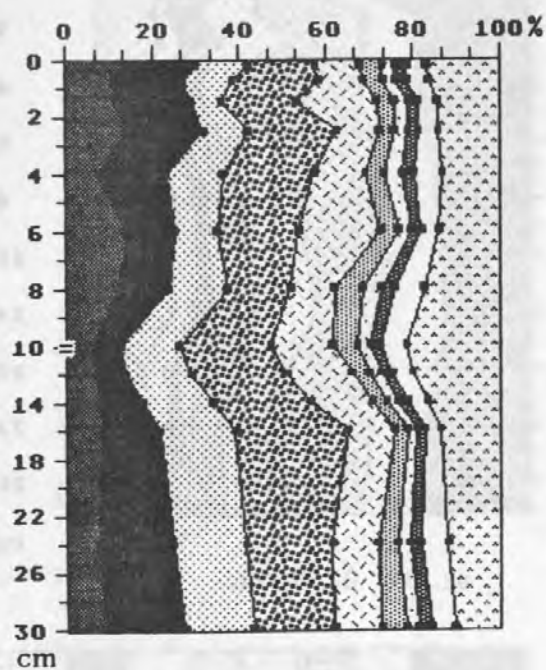
st. 186 02/14/87



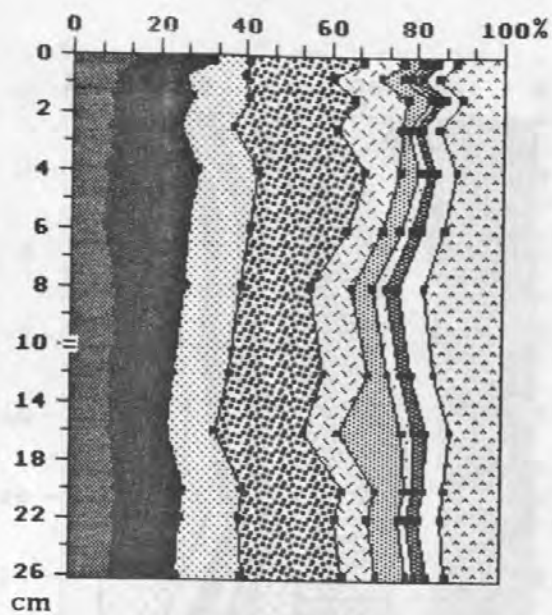
st. 281 06/04/86



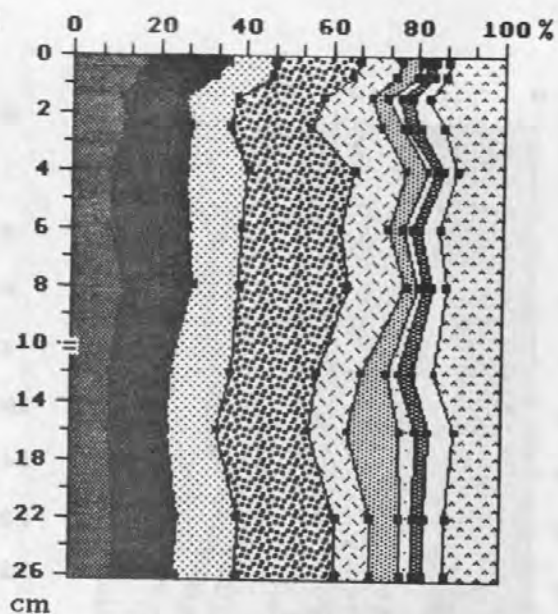
st. 91 06/30/86



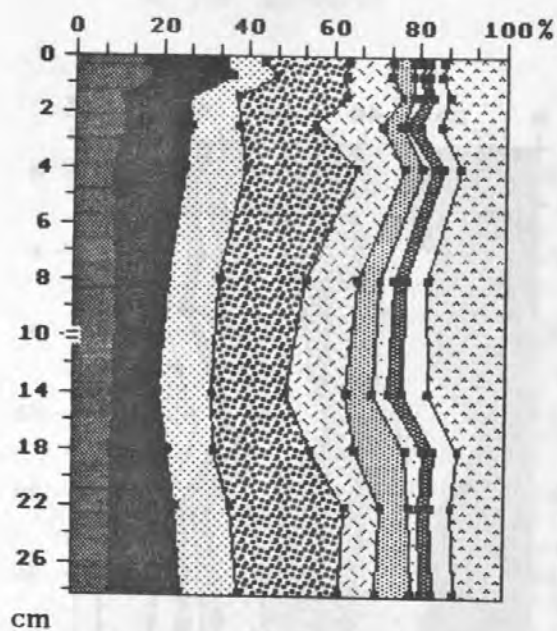
st. 1184 11/06/87



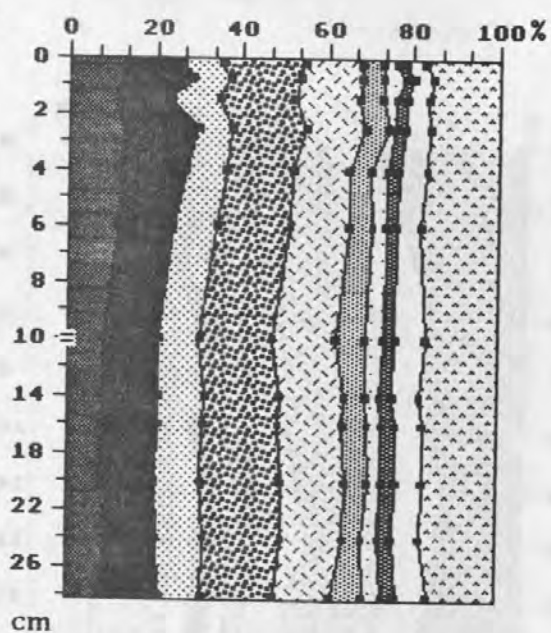
st. 176 02/09/87



st. 284 06/04/86



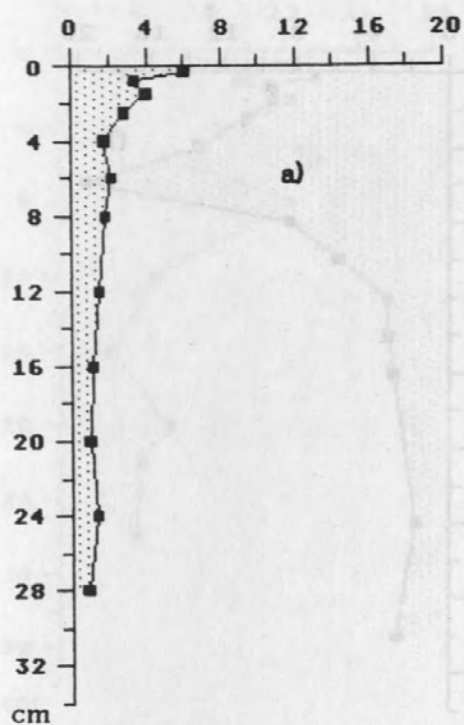
st. 95 07/01/86



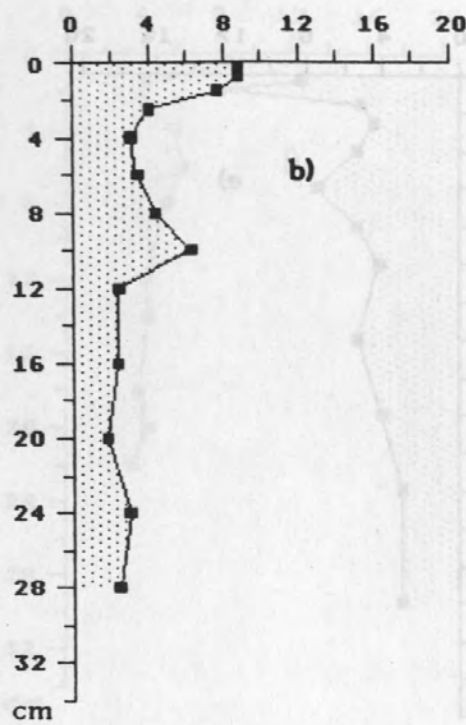
st. 1148 10/31/87



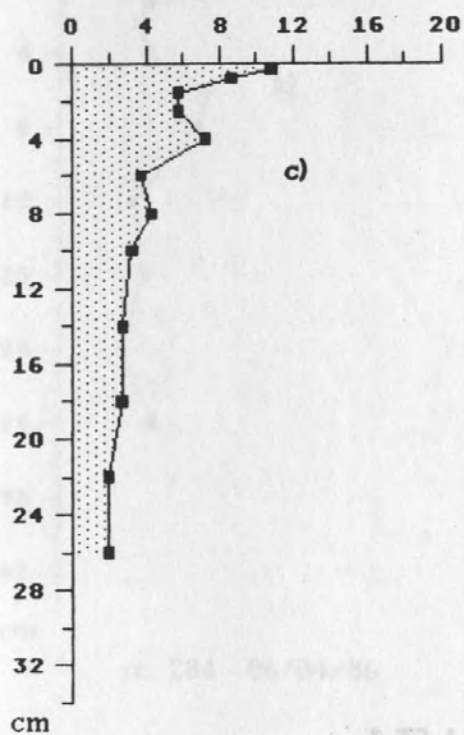
asp glu ser gly ala val ile phe leu others



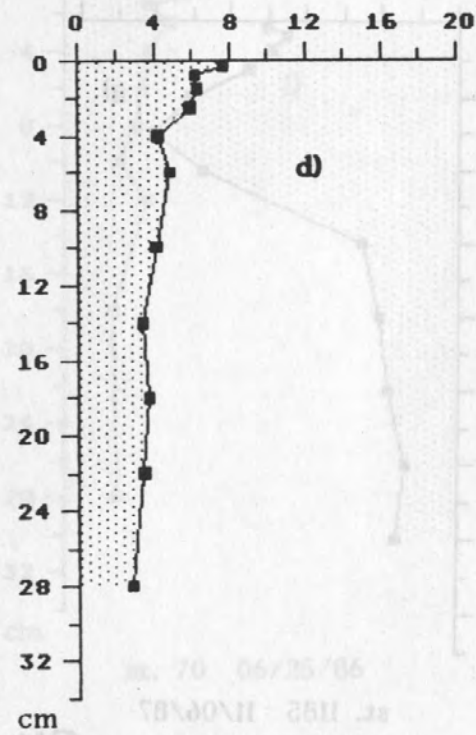
st. 186 02/14/87



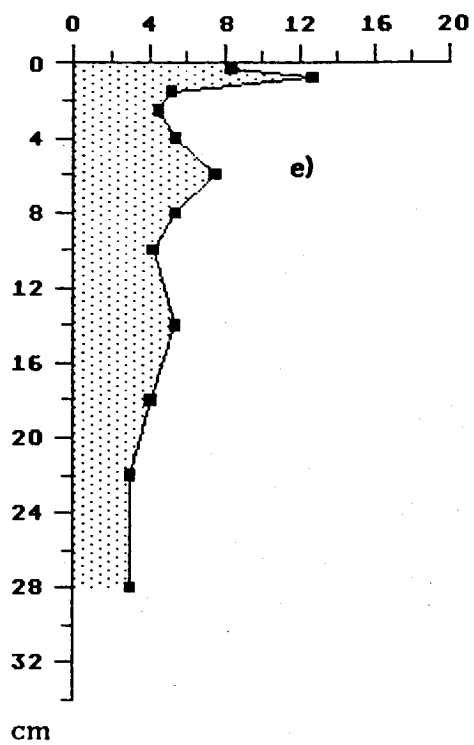
st. 244 05/26/86



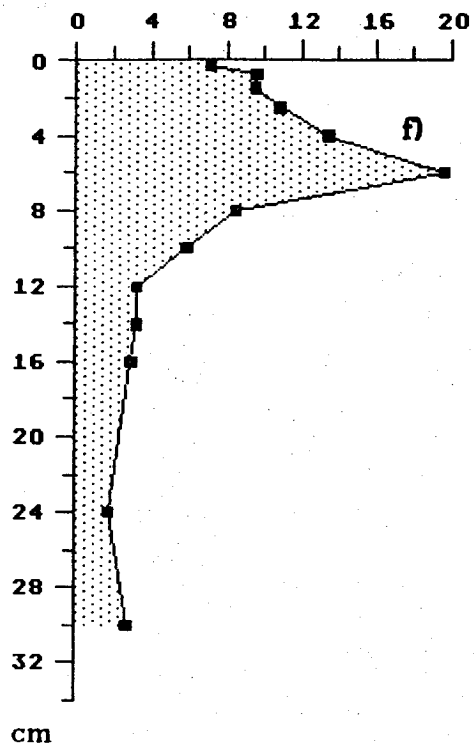
st. 281 06/04/86



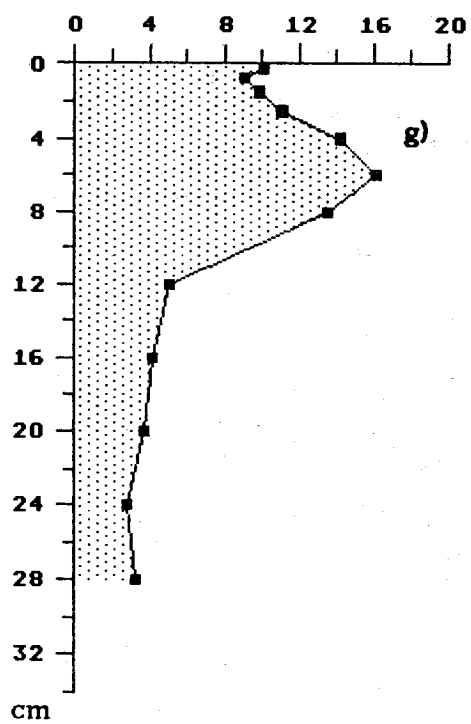
st. 66 06/24/86



st. 91 06/30/86

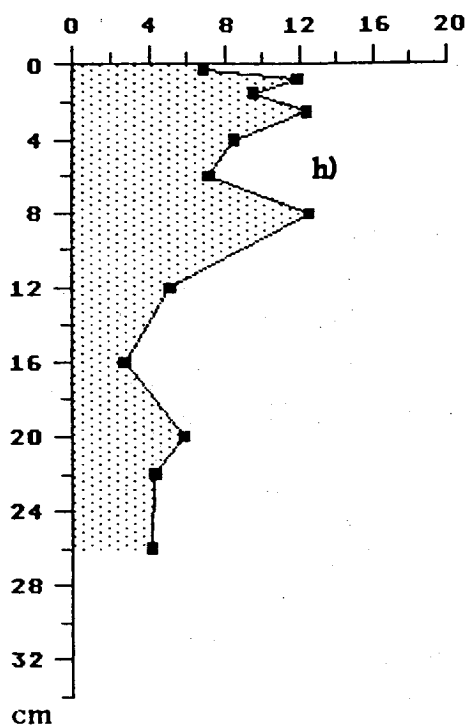


st. 1184 11/06/87

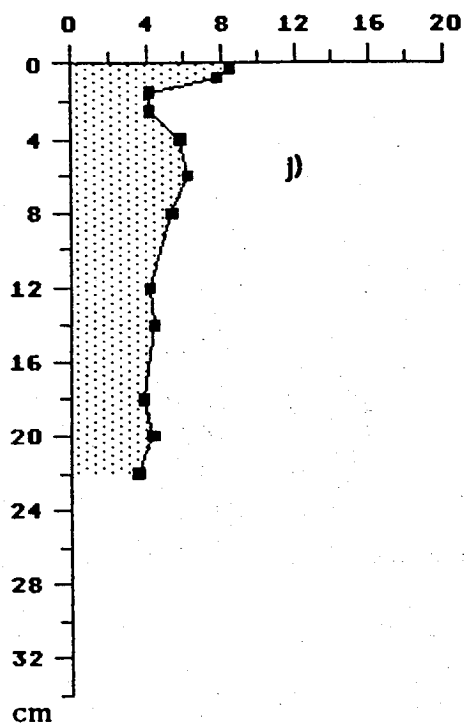


st. 1185 11/06/87

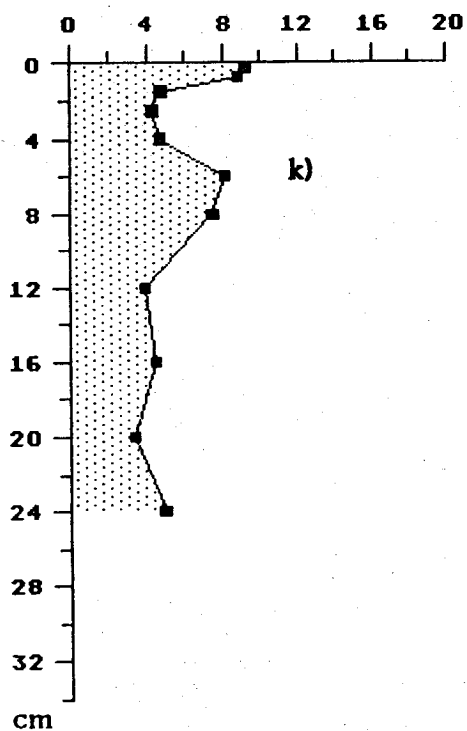
Site 'Z'



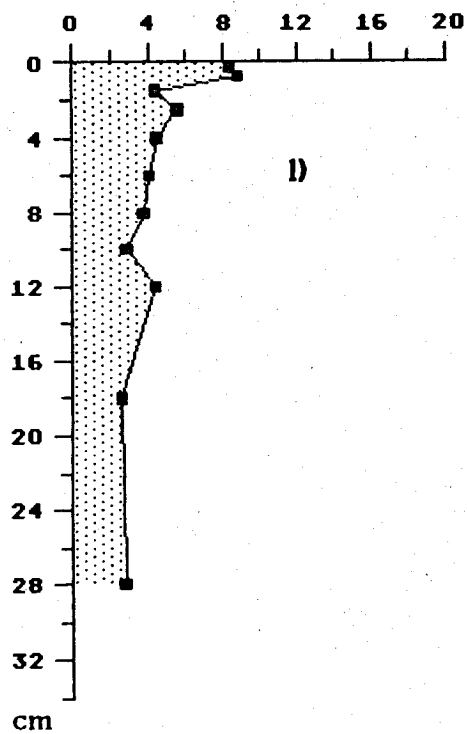
st. 176 02/09/87



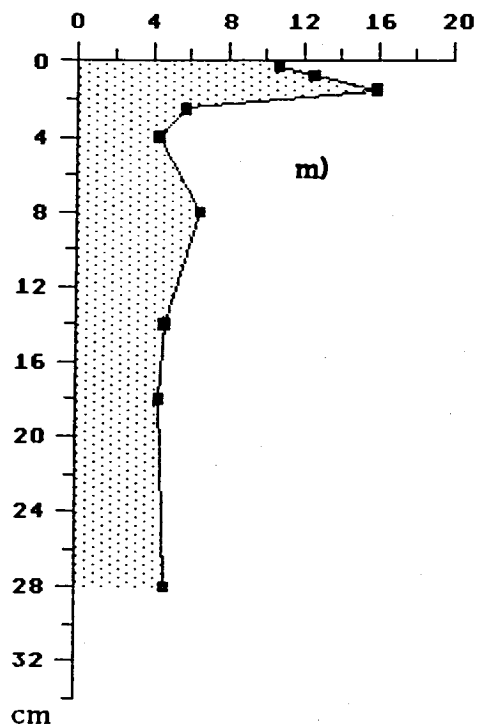
st. 251 05/25/86



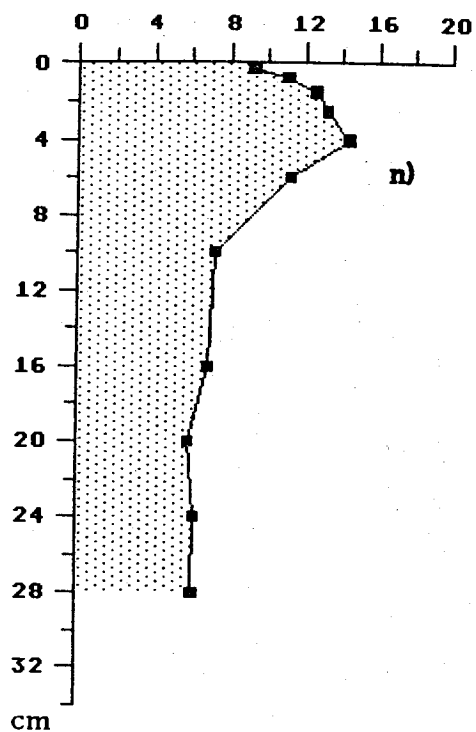
st. 284 06/04/86



st. 70 06/25/86

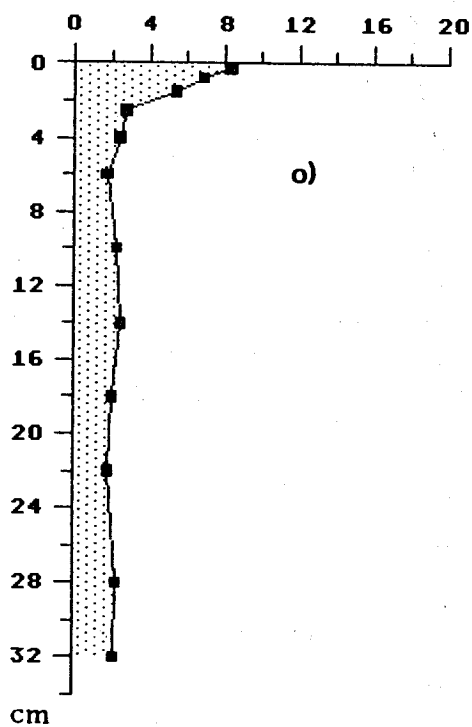


st. 95 07/01/86

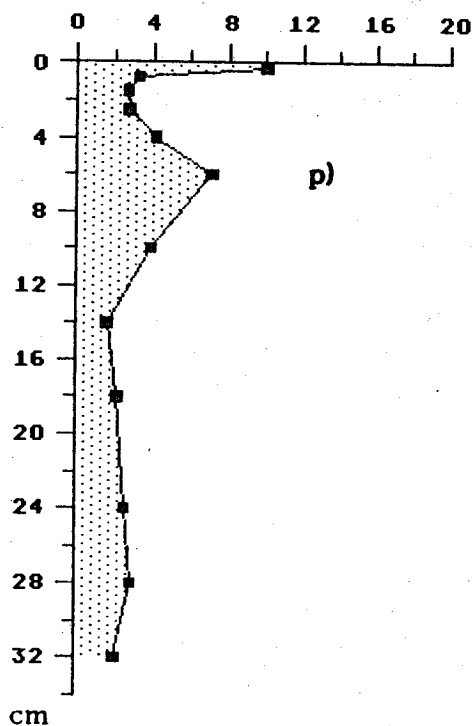


st. 1148 10/31/87

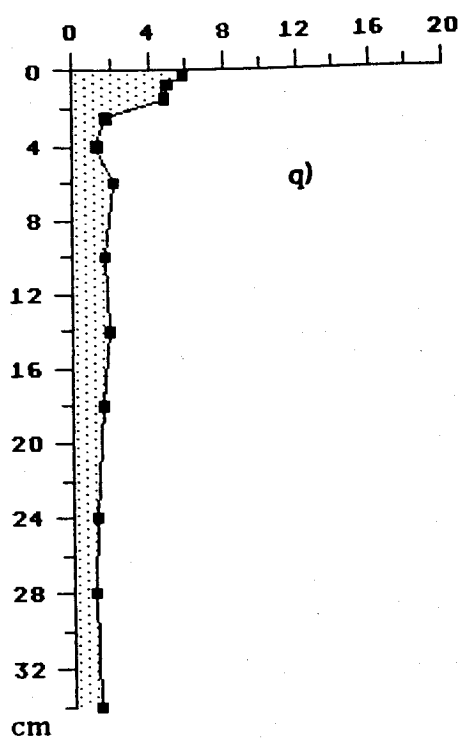
Site 'H'



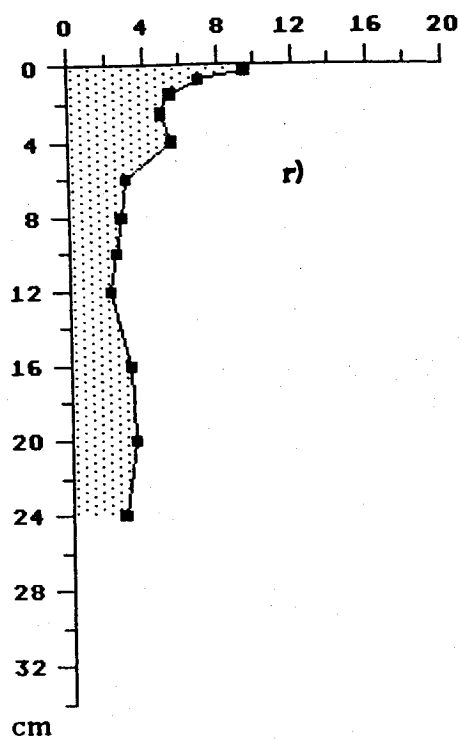
st. 59 06/22/86



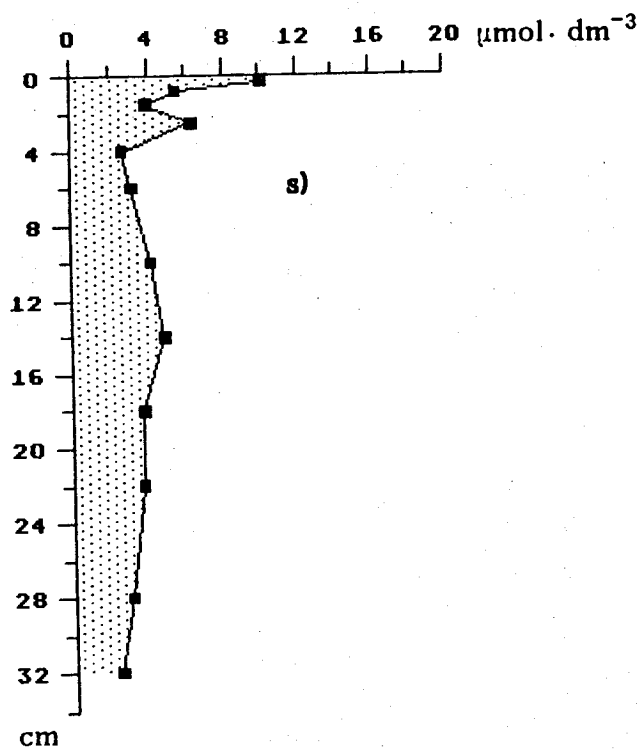
st. 73 06/26/86



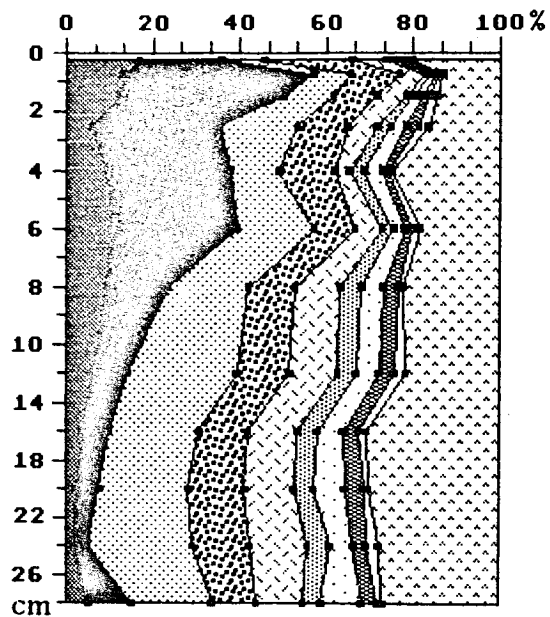
st. 78 06/27/86



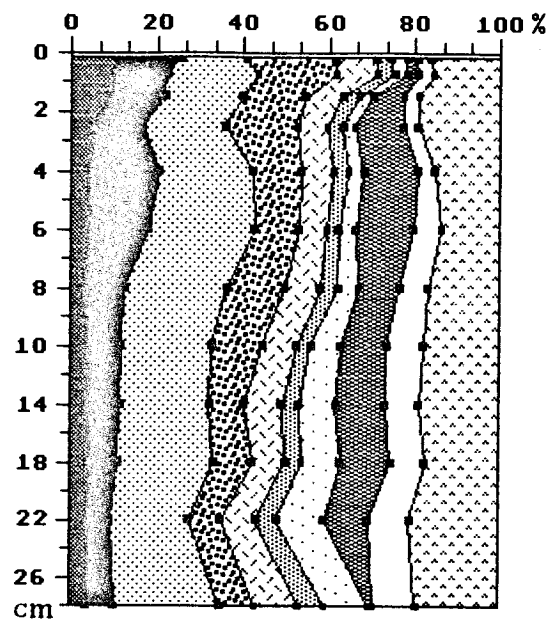
st. 80 06/28/86



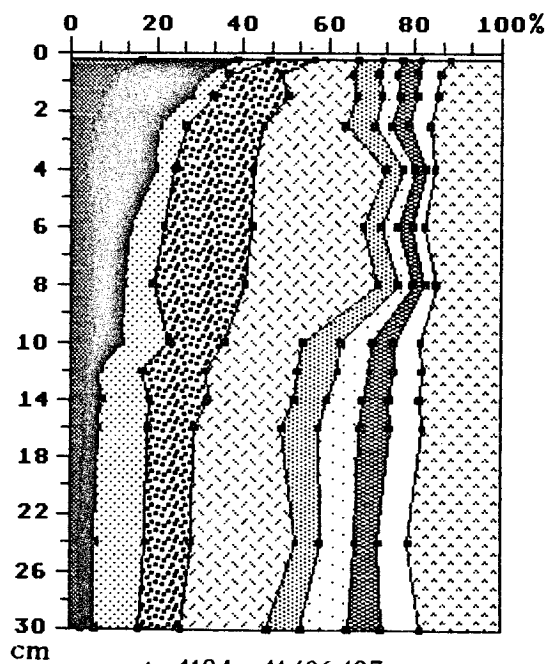
st. 83 06/30/86



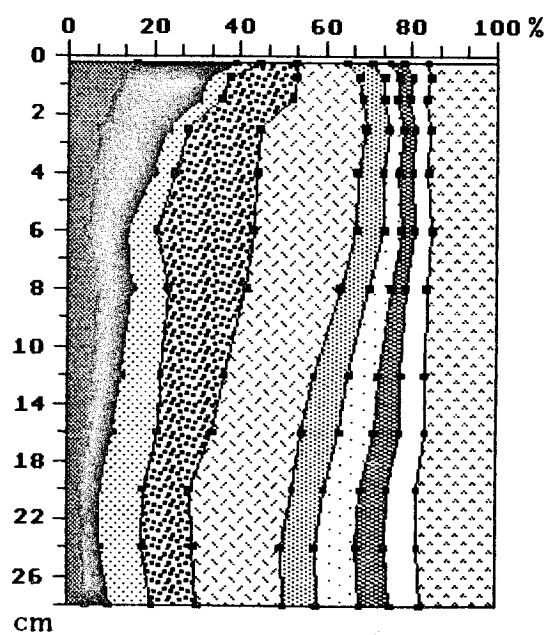
st. 186 02/14/87



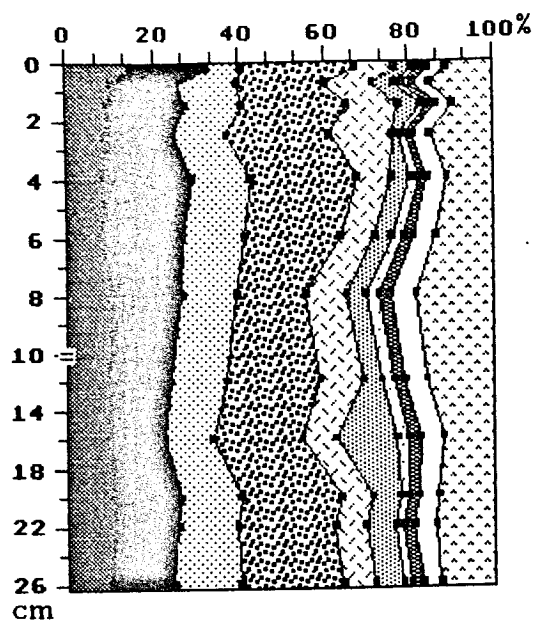
st. 91 06/30/86



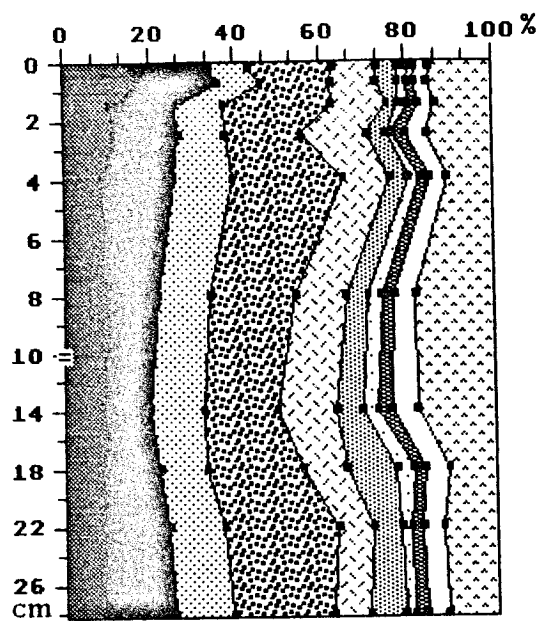
st. 1184 11/06/87



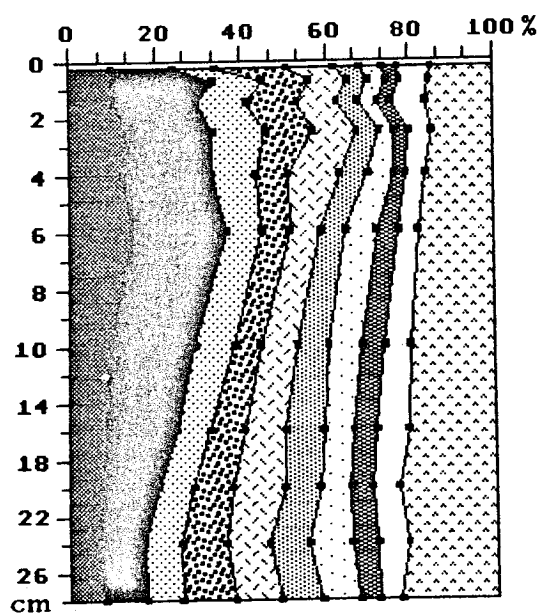
st. 1185 11/06/87



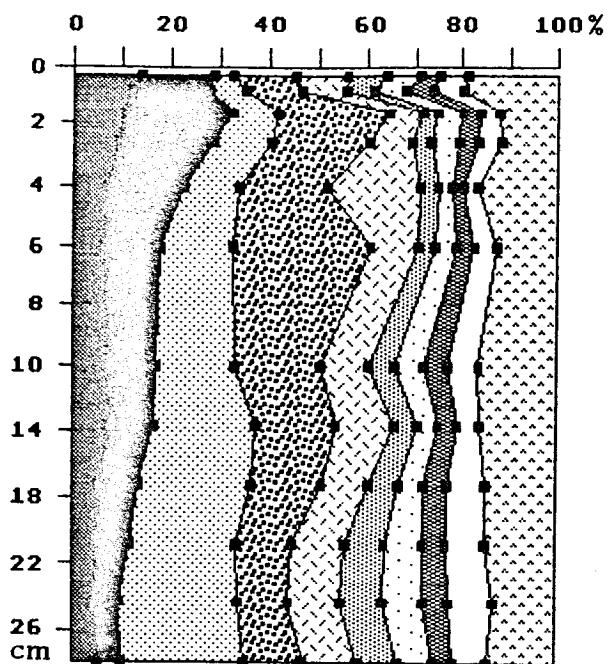
st. 176 02/09/87



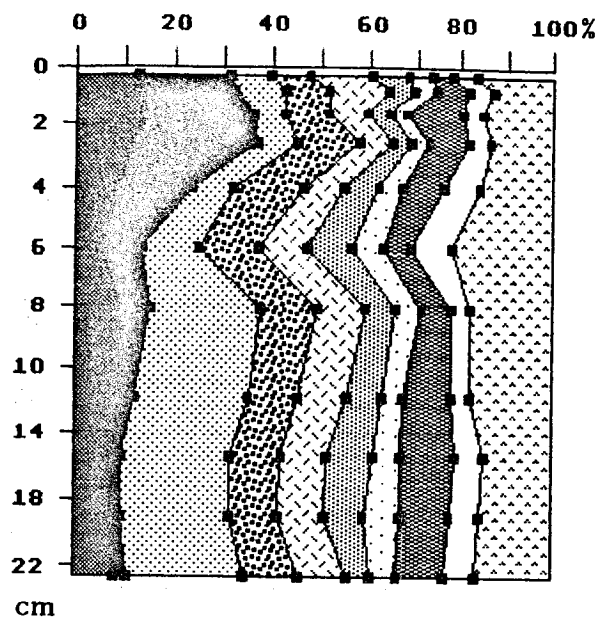
st. 95 07/01/86



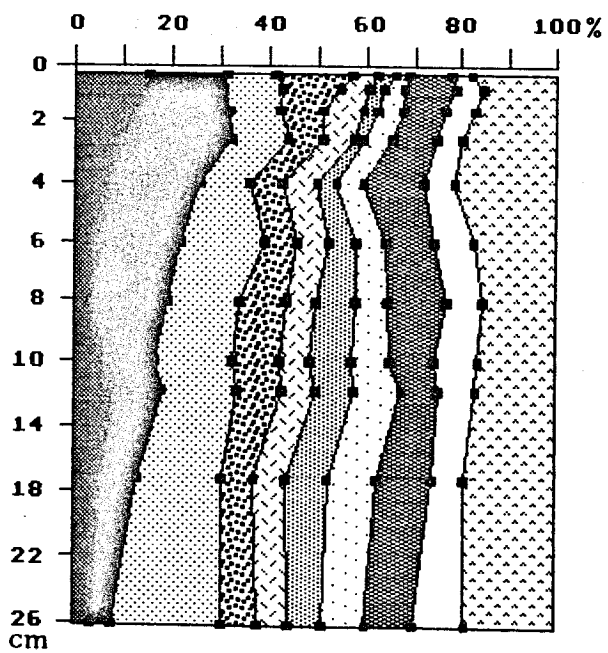
st. 1148 10/31/87



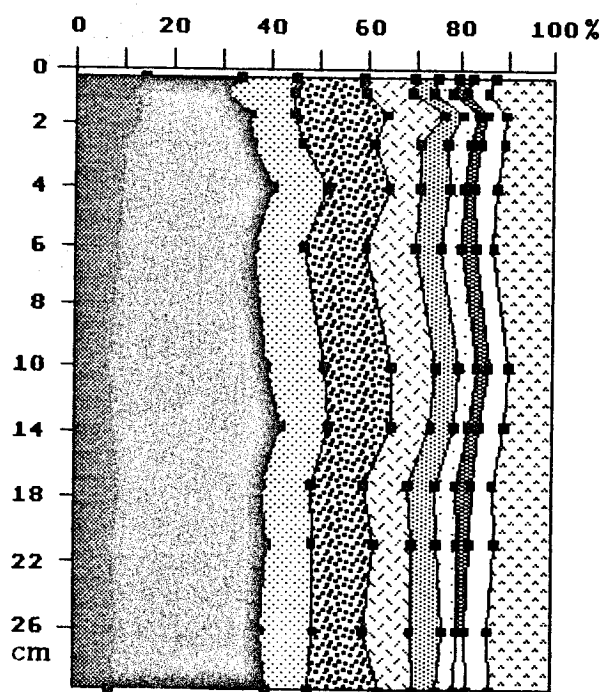
st. 251 05/25/86



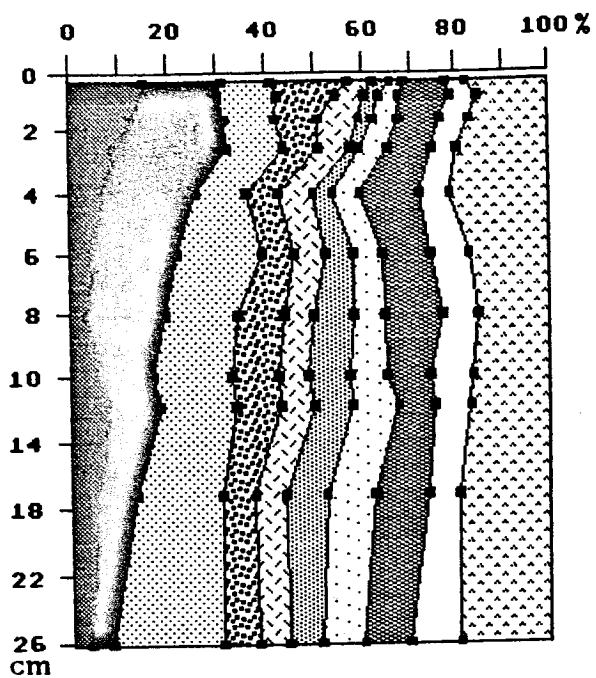
st. 284 06/04/86

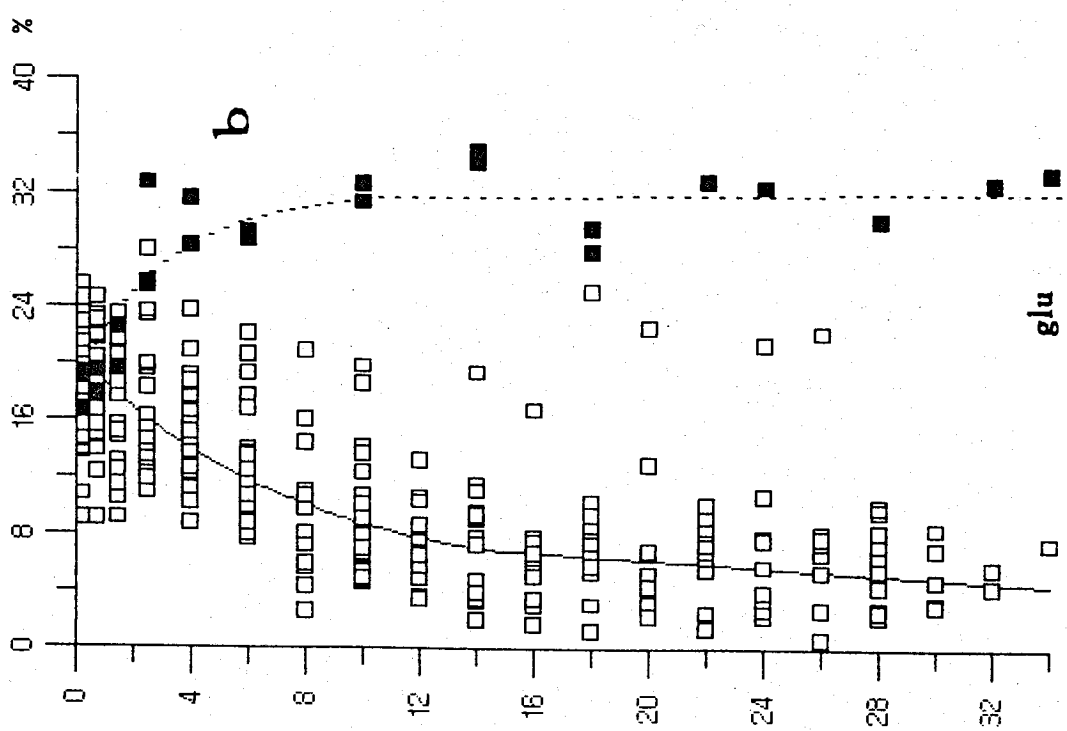
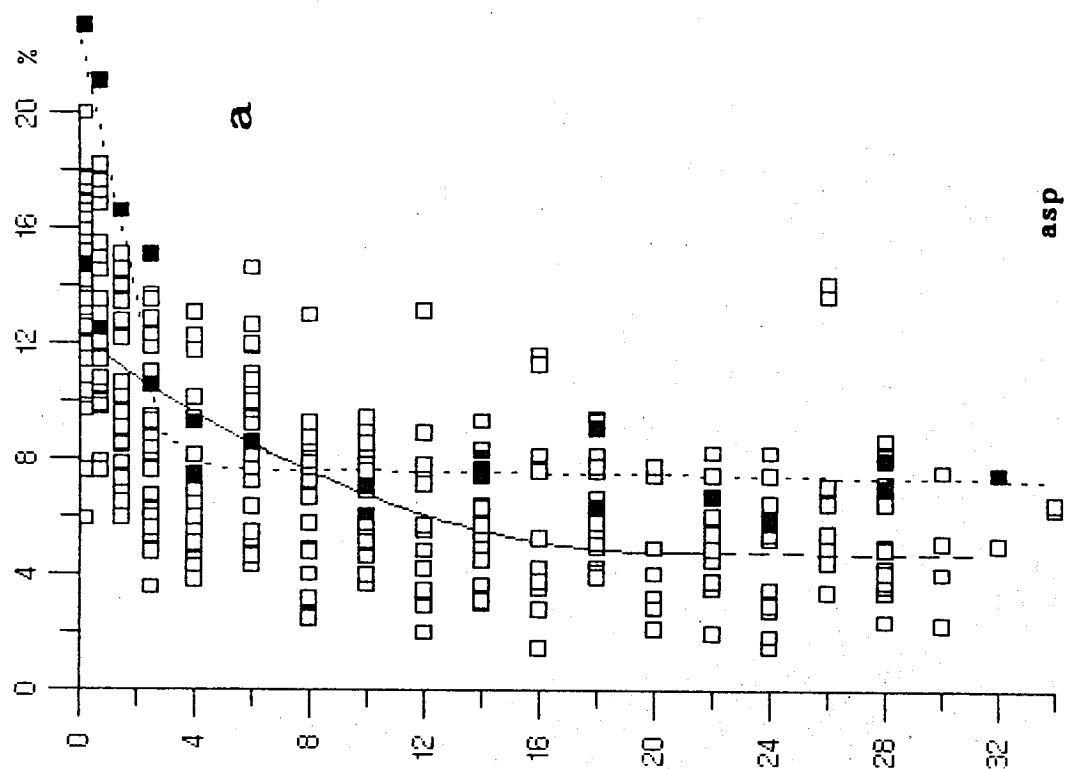


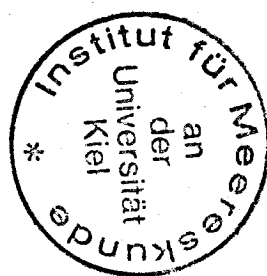
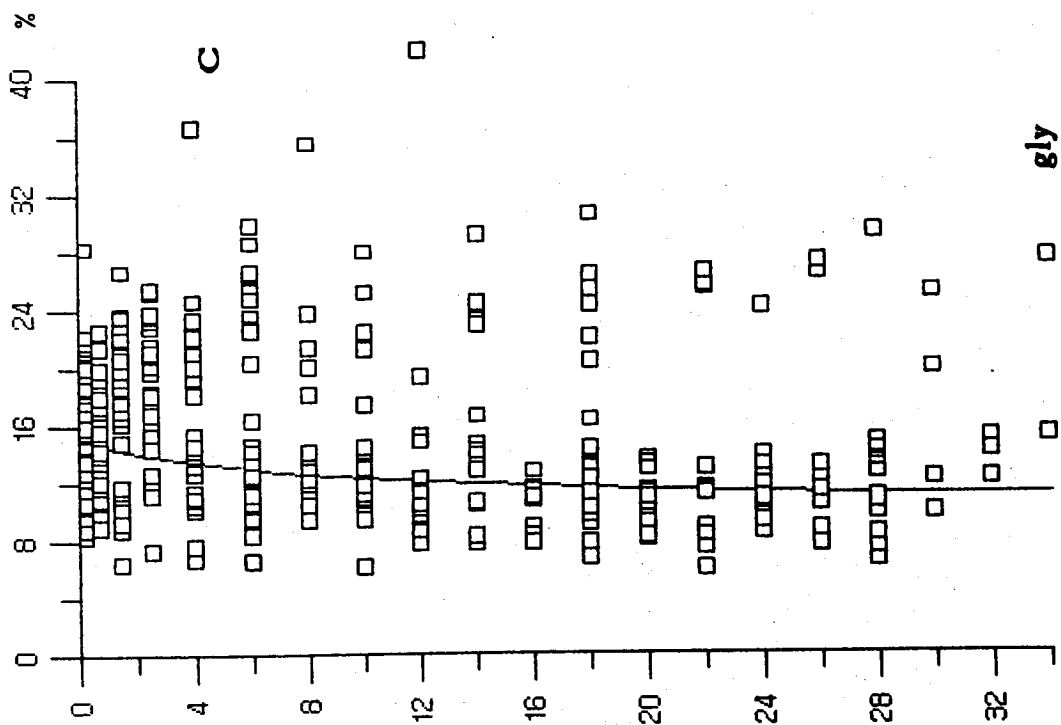
st. 70 06/25/86

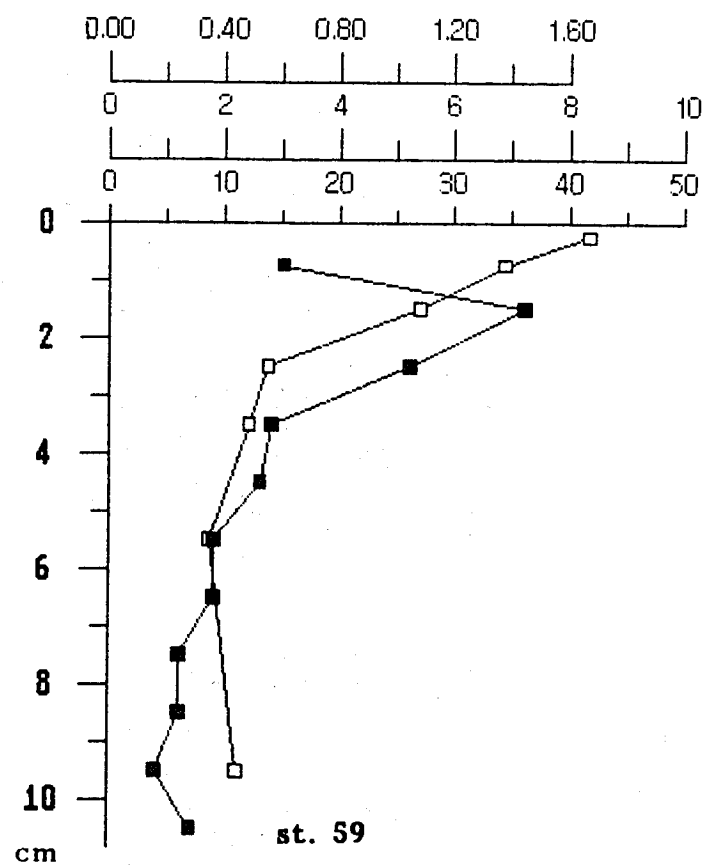
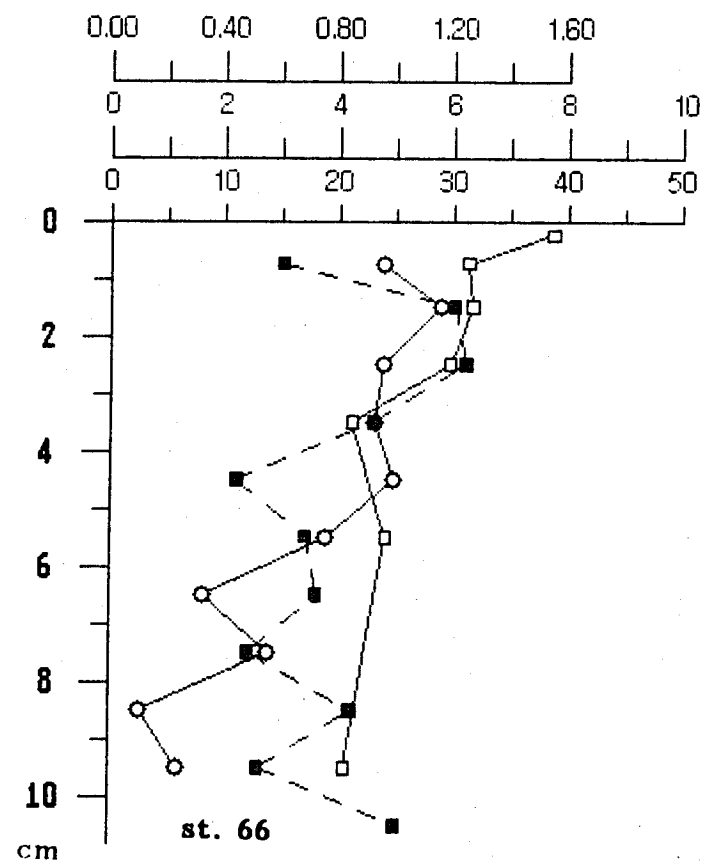


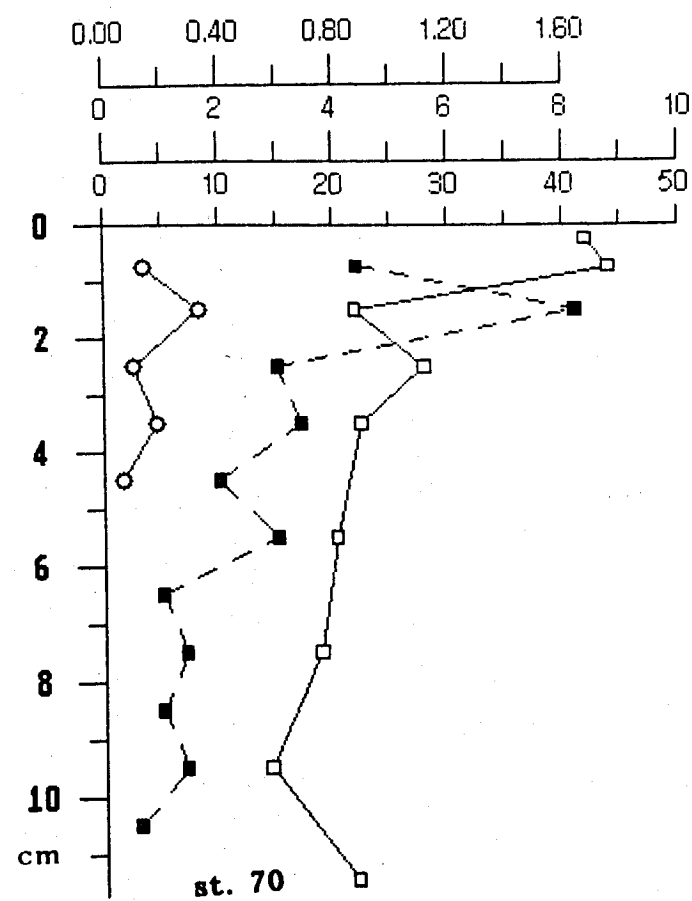
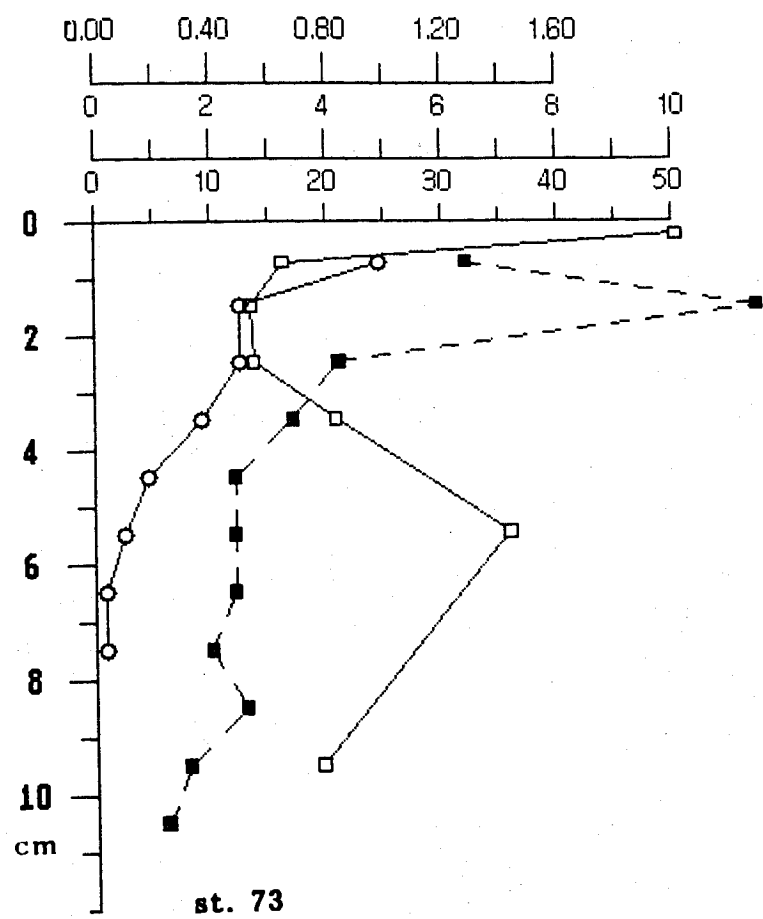
st. 59 06/22/86

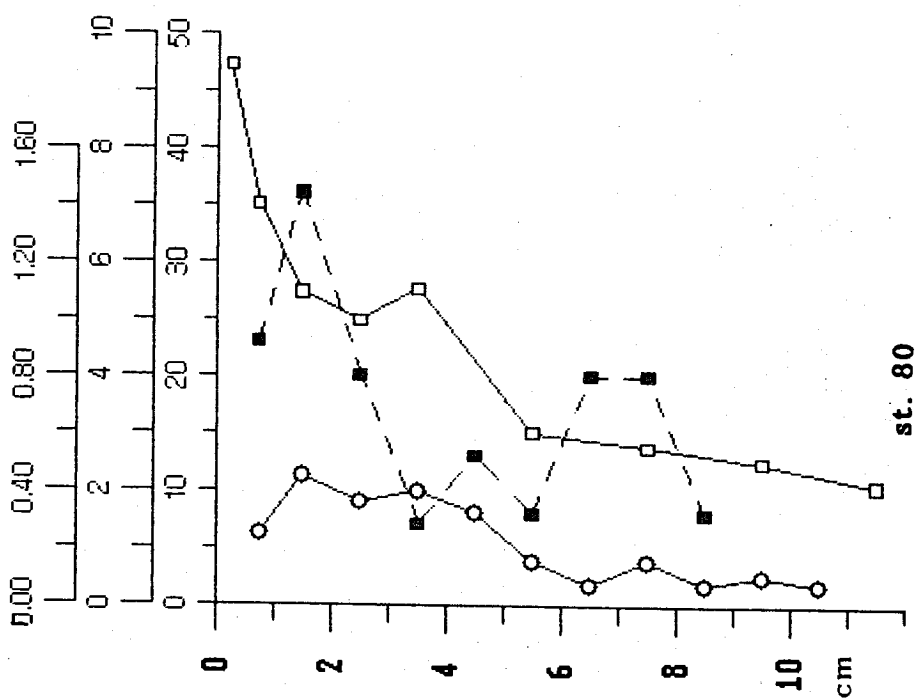
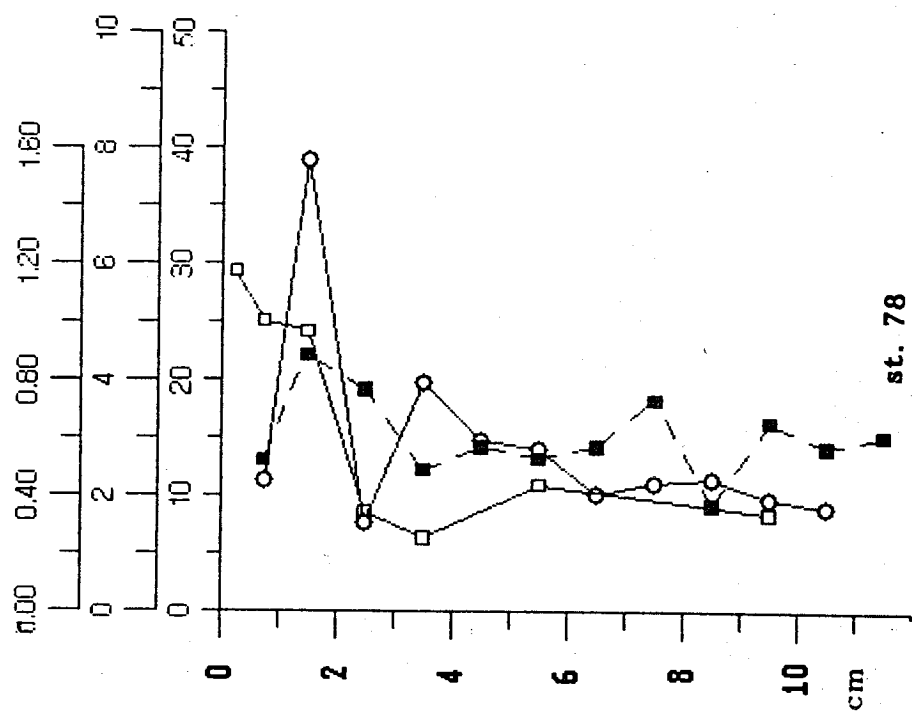


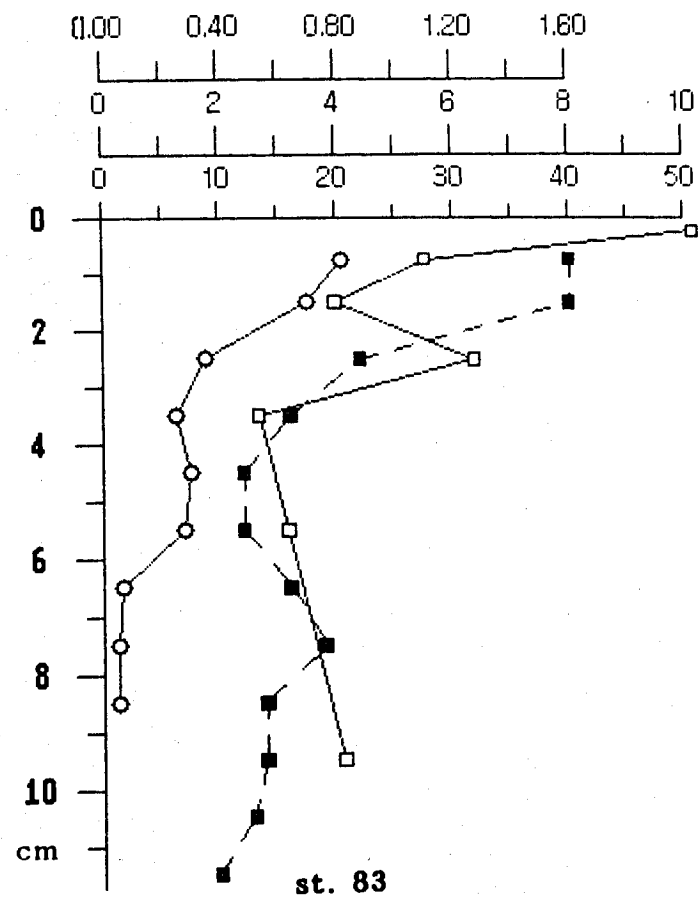
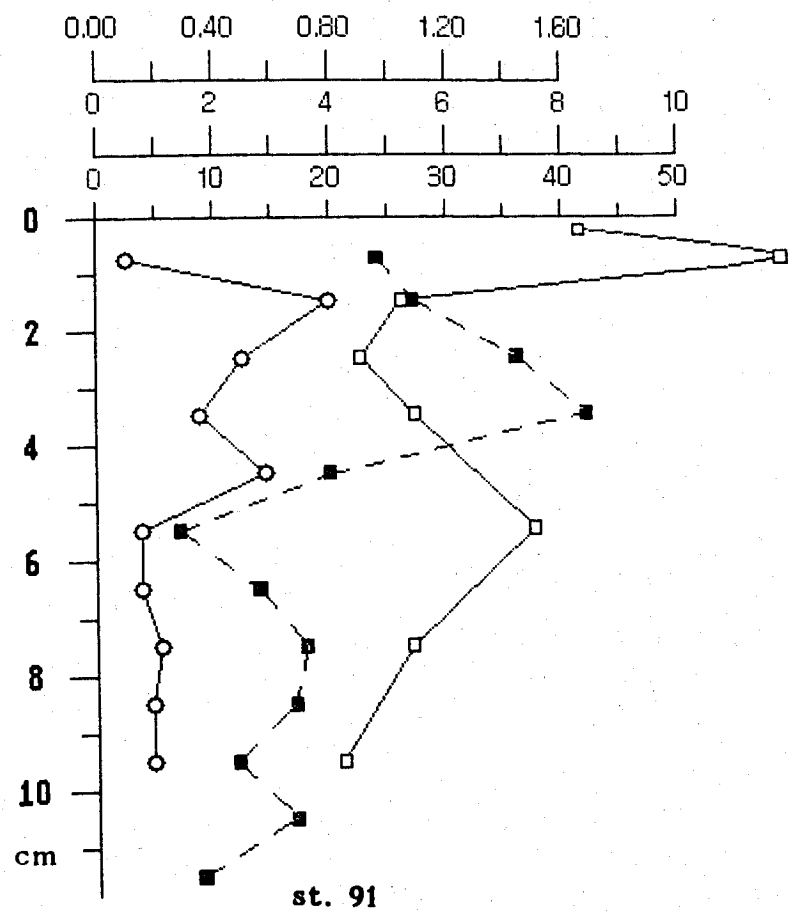












Bestimmung von Mischungskoeffizienten in der Norwegischen See mit ^{210}Pb

Diplomarbeit von Thuro Arnold

Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg, 1989

1. EINFÜHRUNG

Mit Hilfe verschiedener Methoden, z.B. der Seismik, der Petrographie, der Magnetostratigraphie und dem Studium stabiler und radioaktiver Isotope gelingt es Informationen über das Sediment zu erhalten und dadurch im Zusammenspiel aller Methoden unser Verständnis über die Vorgänge am Ozeanboden zu vergrößern.

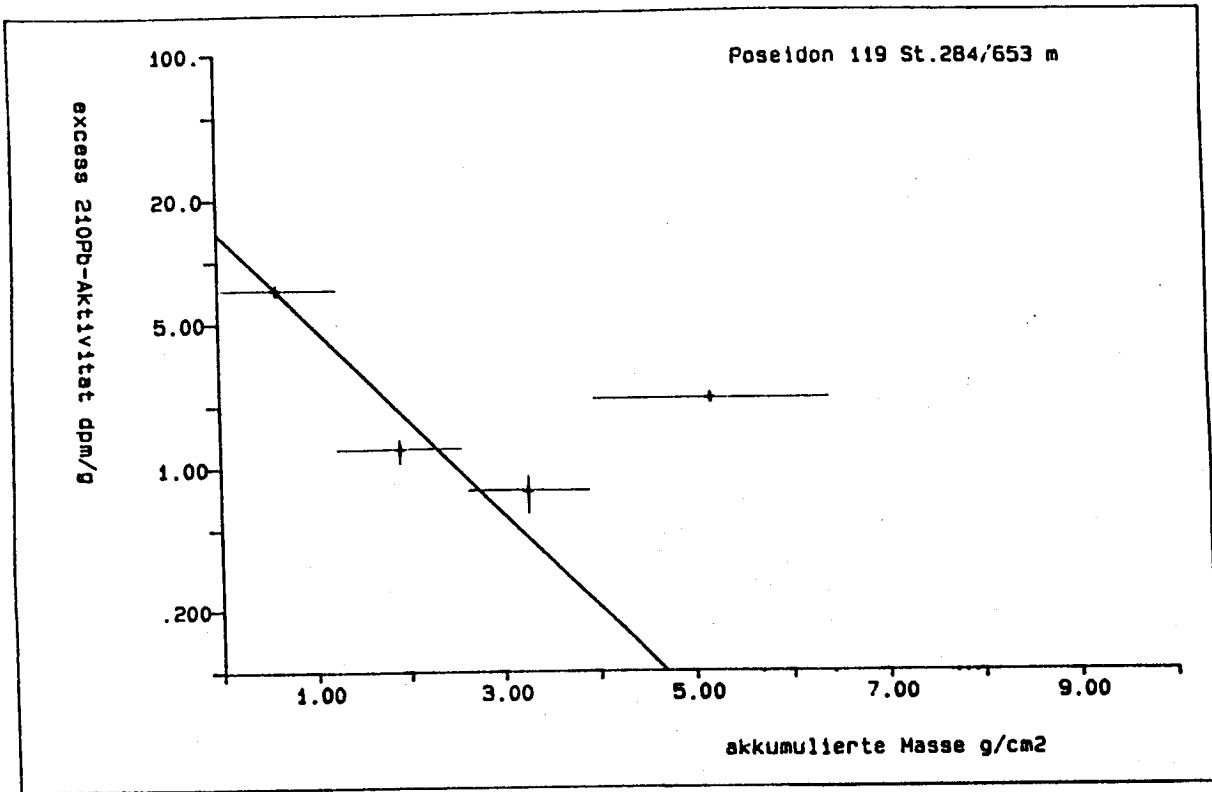
Innerhalb dieser Arbeit soll nun eines dieser radioaktiven Isotope vorgestellt werden, das ^{210}Pb . Im Gegensatz zu den in der marinen Geologie häufig angewandten Isotope ^{230}Th oder ^{10}Be erbringt dieses Isotop, aufgrund seiner sehr kurzen Halbwertszeit von 22,3 Jahren relativ zu den geringen Sedimentationsraten im Ozean, keine historischen Informationen. Das heißt man kann mit dem Isotop ^{210}Pb keine Aussagen über Paläoklima oder Sedimentationsraten in der Tiefsee machen.

Zur Vollständigkeit sei hier erwähnt, daß das ^{210}Pb ein recht großes Anwendungsspektrum besitzt. Es wird benutzt zum Modellieren verschiedener biochemischer Kreisläufe in Seen, Ästuaren und marinen Sedimentationsmilieus, ebenso für Böden, Torfmoore, polares Eis und Gletschereis. Am häufigsten wird die Methode jedoch angewandt zum Bestimmen von Sedimentationsraten in Seen, Mündungsgebieten, marinen Küstensedimenten und Ästuaren. Außerdem eignet sich das ^{210}Pb -Isotop aufgrund seiner idealen Halbwertszeit von 22,3 Jahren bestens dazu, anthropogene Einträge, die mit der Industrialisierung in Zusammenhang stehen, nachweisen zu können.

Mißt man die Aktivität von ^{210}Pb in Tiefseesedimenten, so kann man jedoch Aussagen über Mischung, Mischungstiefe, Verweilzeiten von ^{210}Pb in der Wassersäule und teilweise Aussagen darüber machen, ob am Probenentnahmepunkt Sedimentation oder Erosion herrscht.

Grundlage dieser Arbeit sind acht Tiefseekerne vor der norwegischen Küste, deren ^{210}Pb -Aktivität im Sediment in entsprechend kleinen Intervallen gemessen wurde. Das Gebiet aus dem die Kerne stammen wird im Bild 1.1. gezeigt. Die genauen geographischen Positionen der Kerne in Karten und Tabelle finden sich im fünften Kapitel.

Die Ergebnisse werden vorgestellt, interpretiert und zur Diskussion gestellt.



Kern: Poseidon 119 St.298/822 m

Diesem Kern werden zwei unterschiedlich stark gemischte Schichten zugeschrieben. Eine relativ stark gemischte Oberflächenschicht, die von (0-4)cm reicht, siehe Diagramm 7.3 und eine wesentlich schwächer gemischte Schicht von (4-8)cm, die in Diagramm 7.4 dargestellt ist.

In beiden Grafiken hat man einen sehr guten linearen Abfall, was allerdings ohne die Teilung in zwei verschieden stark gemischte Schichten nicht erkennbar wäre.

Mischungstiefe: 7.0265 g/cm^2 entspricht etwa 8 cm

Schicht (0-4)cm:

Naßdichte $p = 0.8271 \text{ g/cm}^3$

$a = -0.320548 \pm 0.0326192$

$D_B = 0.4422 \text{ cm}^2/\text{y} = 14.012 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{sec}$

Fehler von D_B : $\pm 10.2\%$

Schicht (4-8)cm:

Naßdichte $p = 0.929 \text{ g/cm}^3$

$a = -1.34765 \pm 0$ (Fit über zwei Punkte)

$D_B = 0.01983 \text{ cm}^2/\text{y} = 0.628375 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{sec}$

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

TEILPROJEKT B1

**THEMA: SEISMISCHE FEINSCHICHTUNG
DER SEDIMENTE**

TÄTIGKEITSBERICHT 1988-1990 DES TEILPROJEKTES B1

1. Einführung

Ziele der im Projekt "Seismische Feinschichtung der Sedimente" durchgeführten Arbeiten sind :

- die Rekonstruktion der känozoischen Entwicklung des norwegischen Kontinentalrandes
- und
- die Korrelation sedimentphysikalischer und seismischer Eigenschaften von Sedimenten zur Verbesserung der Interpretation reflexionsseismischer Profile.

Die reflexionsseismischen Untersuchungen konzentrierten sich vor allem auf die sedimentären Ablagerungen, in denen vorwiegend die Subsidenzgeschichte dokumentiert ist. Im Rahmen dieses Vorhabens wurden die Interpretation des Profilnetzes auf dem Vöring Plateau abgeschlossen. Ein weiteres Profilnetz wurde während der "Meteor"-Ausfahrt M 7/2 1988 vermessen und ausgewertet. Es erfaßt den Sedimentkegel vor dem Schelf der Barents See südlich von Spitzbergen.

Für beide Untersuchungsgebiete konnte die Subsidenzgeschichte weitgehend abgeleitet werden, wobei die Messungen im Bereich des Vöring Plateaus gut an vorhandene DSDP- und ODP-Bohrungen angeschlossen werden konnten. Dies war vor dem Barents See Schelf nicht direkt möglich, so daß die Einordnung der Reflektoren problematisch blieb.

Zur Weiterentwicklung der seismostratigraphischen Interpretation wurden vergleichende Untersuchungen zwischen den Sedimentphysikalischen Kenngrößen und den Schalleigenschaften durchgeführt. Sie beschränken sich jedoch auf oberflächennahe Bereiche, die noch durch Kernentnahmen erfaßt werden können. Insbesondere wurde hier der Einfluß von Zementationshorizonten auf die Schallgeschwindigkeit

bzw. die seismische Impedanz untersucht. Damit wurde gleichzeitig der Frage nachgegangen, ob sie durchgehende Reflexionshorizonte ausbilden und damit ihre weitreichende Kartierung möglich ist, um Einflüsse drastischer kurzfristiger Klimaänderungen auf die Sedimentation in einer Schichtabfolge seismisch zu erfassen.

Gleichzeitig werden Untersuchungen an Kastenlotkernen mit Kompressionswellen und Scherwellen vorgenommen. Die daraus ableitbaren Kompressions- und Schermoduli wurden mit anderen sedimentphysikalischen Parametern wie der Dichte, der Porosität und Scherfestigkeit verglichen. Dabei zeigt sich vor allem eine gute Korrelation zwischen dem dynamischen Schermodul und der Scherfestigkeit. Da dieses Ergebnis in Hinblick auf die Lösung geotechnischer Fragestellungen wichtig ist, wurde diese Arbeitsrichtung verstärkt betrieben. Die Durchschallungsmessungen an Tiefseeproben haben überraschend neue Ergebnisse erbracht. Bei Erhöhung des effektiven Drucks nimmt die seismische Güte Q zunächst ab, um oberhalb von einem kritischen Wert wieder anzusteigen. Ein derartiges Minimum in Q konnte an Sanden und Festgesteinen bisher nicht beobachtet werden und scheint somit spezifisch für Tone zu sein. Dieses Ergebnis läßt neue Rückschlüsse auf das rheologische Verhalten von Tonen zu, die bisher nicht bekannt waren.

2. Darstellung der einzelnen Untersuchungen

2.1. Reflexionsseismische Untersuchungen auf dem Vöring Plateau und am Ausgang der Barents See

Während in der ersten Phase des Sonderforschungsbereiches zur Klärung der kanozoischen Entwicklung des norwegischen Schelfrandes eine mehrkanalige reflexionsseismische Vermessung des Vöring Plateaus vorgenommen wurde, konzentrierten sich die weiteren Untersuchungen auf den vor der Barents See gelegenen Sedimentkegel.

a) Vöring Plateau

Die Ergebnisse der Messungen vom Vöring Plateau sind detailliert in der Dissertation von Uenzelmann (1988) wiedergegeben (Anlage 1).

Die wesentlichen Ergebnisse werden hier noch einmal kurz dargestellt.
 Das Meßgebiet mit dem Profilplan ist in Abbildung 1 dargestellt.

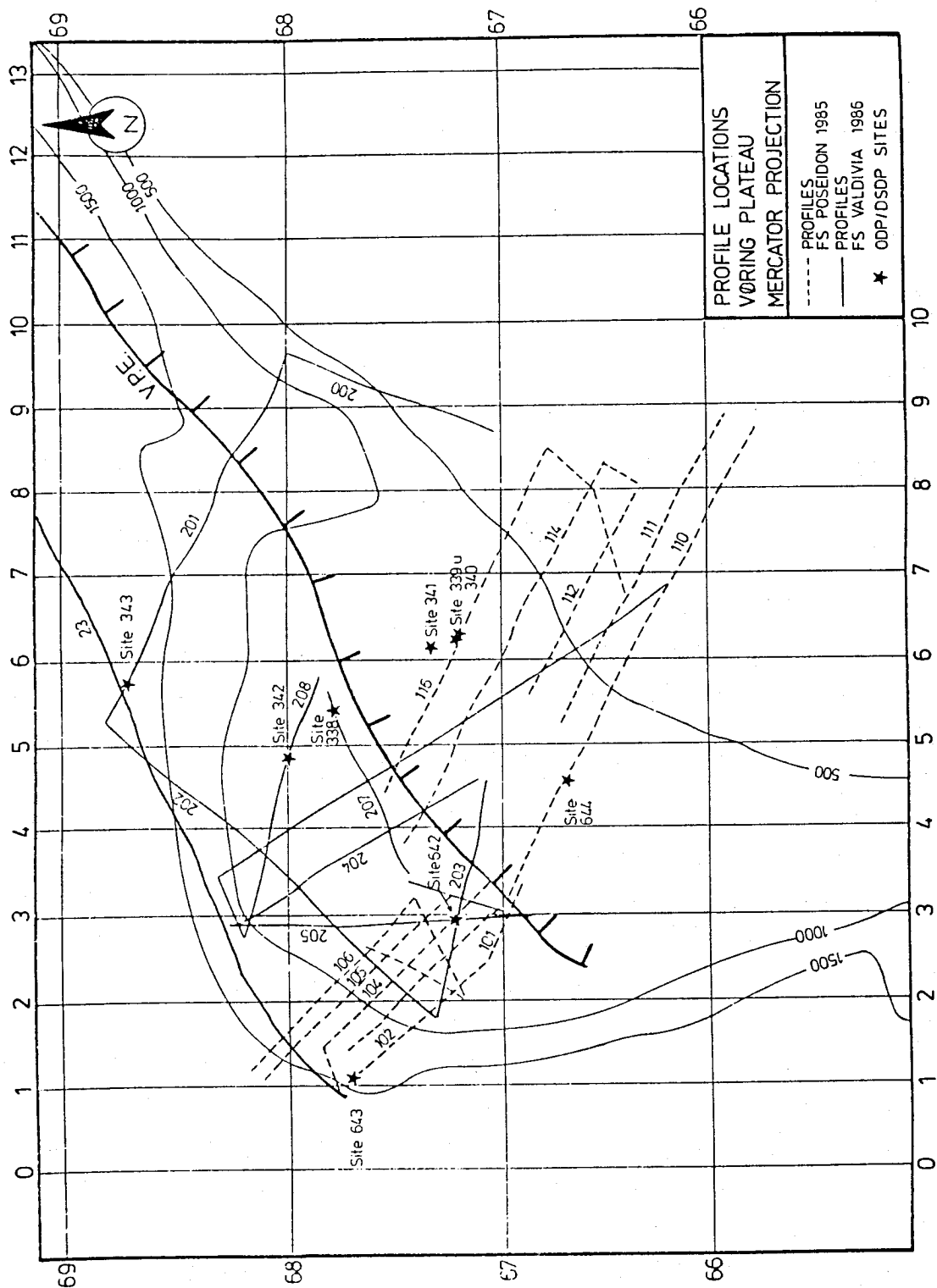


Abb. 1: Lageplan der Profile auf dem Äußeren Vøring Plateau.

Die Daten wurden auf die Sedimentstruktur, -verteilung und Sedimentgeschwindigkeit im Hinblick auf die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen auf dem südlichen Äußeren Vöring Plateau untersucht. Aufgrund gut ausgeprägter Onlap-Strukturen ist es nach der Methode von Vail et al. (1977) gelungen, die Absenkungsgeschichte des südlichen Äußeren Vöring Plateau seit dem Eozän aufzuzeigen. Die bei diesen Untersuchungen zu Tage getretenen Besonderheiten und Ergebnisse sollen im Folgenden diskutiert werden.

Eine deutliche Struktur bildet das Vöring Plateau Escarpment, das sich bis zum Meeresboden durchpaust. Es trennt das Innere Plateau, gefüllt mit mächtigen Sedimenten, vom Äußeren Plateau, das sich durch ein flaches basaltisches Basement auszeichnet (Talwani, Udintsev et al., 1976). Am Escarpment tauchen die Schichten nach Osten ab, wobei die Sedimentsequenzen lediglich gebogen und nicht zerbrochen erscheinen.

Hier ist von Westen her eine leichte Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten zu erkennen. Dies ist ein Indiz für Erosion auf dem Äußeren Vöring Plateau, während die Sedimente nahe des Escarpments stärker verdichtet sind.

Unmittelbar westlich des Escarpments befindet sich eine Hochlage, von der ausgehend Lavaflüsse zu beobachten sind. Als Material, welches die Hochlage bildet, wurde Basalt erbohrt (Eldholm, Thiede et al., 1986). Weiter westlich und nördlich sind weitere Hochlagen zu erkennen.

Diese Hochlagen und Flußbasalte deuten darauf, daß der jüngere Teil des Vöring Plateaus durch ein kurzzeitiges, aber starkes vulkanisches Ereignis entstanden ist. Ein solches Ereignis war der Thule Vulkanismus, der im Zeitraum zwischen den magnetischen Anomalien 24 und 23 im gesamten Nord-Atlantik wirksam war (Eldholm et al., 1984). Talwani et al. (1981) bringen ihre Beobachtungen ebenfalls mit einem Vulkanismus während dieser Zeit in Verbindung.

Ein weiteres Argument für die Interpretation der Hochlagen als Vulkane ist die in einigen Fällen auftretende Einsenkung der Kuppe, einer Caldera.

Rønnevik et al. (1979) haben bei Untersuchungen auf dem nördlichen Vöring Plateau zwei ähnliche Hochlagen entdeckt. Sie interpretieren diese Hochlagen als Folge positiver vertikaler Bewegung in Verbindung

mit Vulkanismus im Prä-Eozän und Mittleren Oligozän. Jedoch ist auf diesen Hochlagen kein Mittleres Oligozän erbohrt worden (Talwani, Udintsev et al., 1976), sondern das Alter der Basalte wurde zu Unterem Eozän und früher bestimmt. Bei der positiven vertikalen Bewegung kann es sich nur um Intrusionen und nicht um eine Anhebung der einzelnen Hochlagen gehandelt haben, da auf unseren Profilen keine durchgreifenden Verwerfungen zu erkennen sind.

Zu diesen Hochlagen keilen die aufliegenden Sedimente aus. Im Extremfall sind die Sedimente des Unteren Pliozän die ältesten eine Hochlage vollständig bedeckenden Sedimente. Dies ist bei der Hochlage im Südosten unmittelbar westlich des Escarpments der Fall.

Die Vulkanite sind also subaerisch extrodiert worden. Nach diesem Ereignis setzte ein Absinken des Äußeren Vöring Plateaus ein; allerdings waren die Hochlagen zum Teil bis zum Oberen Miozän der Erosion ausgesetzt. Dies kann auch noch im Flachwasser geschehen sein, da dort bis in eine Tiefe von 30 m Erosion wirksam werden kann (Dietrich et al., 1975, S. 28). Skogseid und Eldholm (1988) stellen eine vollständige Bedeckung der Hochlagen mit Sedimenten bereits nach dem Unteren Miozän fest. Ein Unterschied, der wohl auf die höhere Auflösung unserer Daten zurückzuführen ist.

Die für die Sedimente ermittelten Geschwindigkeiten zeigen bis zum Unteren Pliozän eine Abnahme in Richtung auf die Hochlagen. Dies härtet die Theorie der Verwitterung.

Ein Indiz für die bei der Absenkung aufgetretenen Kompressionen sind Diapir-artige Strukturen. Sie treten sowohl östlich als auch westlich des Escarpments auf und sind ebenfalls am Hang des Vöring Plateaus zu finden. Dabei sind die Diapire östlich des Escarpments am weitesten entwickelt; dort wurden unterkonsolidierte Diatomeenschlämme erbohrt (Talwani, Udintsev et al., 1976). Für die Strukturen auf dem Äußeren Vöring Plateau konnten Geschwindigkeiten ermittelt werden, die ebenfalls auf unterkonsolidierte Schlämme deuten (1800 m/s bis 2300 m/s).

So sind also die Voraussetzungen für einen Schlammdiapirismus nach Chapman (1974) gegeben: Unter einer stark permeablen Schicht höherer Dichte lagert poröses, gering permeables Material, das bei Druckbelastung wie Salz reagiert und plastisch zu fließen beginnt.

Eine Ursache für die Druckbelastung ist in dem Absinken des Vöring

Plateaus zu sehen (Caston, 1976). Die Diapire entstehen aus Schichten des Unteren Eozän bis Oberen Oligozän heraus, wobei sich nur die Strukturen unmittelbar westlich des Escarpments aus den jüngeren Sedimenten heraus entwickeln. Am Hang des Vöring Plateaus waren offenbar schon früher größere Neigungen und damit ein gerichteter Druck gegeben. Das Äußere Vöring Plateau ist also örtlich unterschiedlich stark abgesunken. Die Absenkungsraten am Escarpment waren geringer als am Hang, weshalb hier erst zu einem späteren Zeitpunkt ein Diapirismus möglich wurde.

Einen weiteren Hinweis auf die Absenkungsgeschichte des Vöring Plateaus gibt die wellenförmige Struktur einiger Sedimentpakete. Caston (1976) führt solche Beobachtungen auf unterschiedliche Kompaktion als Folge gravitativen Rutschens während einer post-depositionalen Absenkung zurück.

Dabei ist zu bemerken, daß diese Sedimentwellen vom Oberen Eozän bis zum Unteren Miozän von Westen her eine Ausbreitung erfahren, während sich das Gebiet der Sedimentwellen im Oberen Miozän nach Nordwesten zurückzieht. Das heißt, die Absenkung des Vöring Plateaus setzt im Oberen Eozän im Westen stärker ein und erfaßt nach und nach den größten Teil des Äußeren Plateaus. Im Oberen Miozän wird der Grad der Absenkung dann wieder geringer. Dies ist auch in den aus Onlap-Strukturen bestimmten Absenkungsraten zu erkennen. Sie zeigen für das Obere Miozän sehr gleichförmige Werte und damit eine gleichmäßige Absenkung, während besonders im Eozän eine Neigung des Plateaus nach Westen aufgrund dort stärkerer Absenkung zu beobachten ist.

In der Isochronenkarte ist für das Obere Miozän erstmals ein Plateaucharakter zu erkennen, d. h. die ursprünglichen Kontouren der Basalthochs sind durch Absenkung und Sedimentation weitgehend geglättet worden, und eine gleichmäßige Sedimentation setzt ein.

Neben der Untersuchung der Sedimentstrukturen ist der Versuch der Rekonstruktionen der Ablagerungsbedingungen auf dem Äußeren Vöring Plateau gemacht worden. Dabei konnte festgestellt werden, daß das Äußere Vöring Plateau während des Unteren Eozäns von einer Reihe von Vulkanen durchsetzt war. Hierdurch kam es zur Bildung von Lavaflüssen, die durch ihre Struktur und Geschwindigkeit deutlich

zu erkennen sind (3000 m/s bis 4500 m/s).

Da die Vulkane subaerisch lagen, setzte Erosion ein und führte zu einer Ablagerung von Vulkanoklastiten in unmittelbarer Nähe, die sich durch niedrigere Geschwindigkeit (2500 m/s bis 3300 m/s) von den Lavaflüssen unterscheiden. Es lag also nur eine schwache Strömung parallel zum Escarpment vor, die das Material nicht weit transportieren konnte.

Im Oberen Eozän wurde weiterhin auf einem Schelf sedimentiert. Sowohl Sedimentstruktur als auch -verteilung deuten dies an. Die Erosion der Hochlagen dauerte an und führte weiterhin zur Bildung von Vulkanoklastiten, nun jedoch in einem Gebiet weiter im Nordwesten.

Caston (1976) stellt für das Obere Eozän ebenfalls eine Erosion der Hochlagen fest, die mit einer Absenkung einhergeht. Allerdings nimmt für ihn die Absenkung wesentlich größere Ausmaße an, da er eine Änderung zu pelagischen Ablagerungsbedingungen zu beobachten meint. Diesen Beobachtungen kann mit unseren Untersuchungen nicht gefolgt werden, da weder Sedimentstruktur noch -verteilung oder Sedimentgeschwindigkeiten pelagische Bedingungen andeuten (Uenzelmann, in prep., siehe Anlage 2).

Als interessante Epoche erscheint das Oligozän. Denn die Bohrungen des DSDP leg 38 und des ODP leg 104 zeigen, daß nur auf dem Hang des Vöring Plateaus und unmittelbar westlich des Escarpments oligozäne Sedimente zu finden sind. Außerdem sind am südöstlichen Teil des Escarpments sigmoide Strukturen aus dem Unteren Miozän zu beobachten, die einen Sedimenttransport aus Nordwesten, d. h. vom Äußeren Vöring Plateau andeuten.

Die subaerisch/submarine Lage des Äußeren Vöring Plateaus und eine gewisse Neigung nach Norden dauerten während des Unteren Miozäns zunächst an. Im Nordwesten und östlich des Escarpments (südöstliches Untersuchungsgebiet) wurden wieder Vulkanoklastite abgelagert, deren Quelle die südliche Hochlage war. Dann setzte erneut eine Absenkung ein, wie deutlich in Onlap-Strukturen und Sedimentgeschwindigkeiten zu erkennen ist. Es kam nun zur Ablagerung von terrigenen Schlämmen.

Sedimentstruktur und -verteilung lassen für das Untere Miozän insgesamt einen Schelfrand erkennen. Rönnevik et al. (1979) ermitteln ebenfalls einen vorrückenden Schelfrand. Skogseid und Eldholm (1988)

beobachten eine vollständige Bedeckung der Hochlagen mit post-Unteres Miozän Sedimenten, weshalb sie auf größere Wassertiefen für diese Epochen schließen. Unsere Untersuchungen lassen jedoch bis zum Oberen Miozän auf den Hochlagen Gebiete erkennen, in denen keine Sedimente abgelagert wurden, weshalb wir eine rapide Absenkung in größere Wassertiefen während des Unteren Miozän ausschließen.

Für das Mittlere und das Obere Miozän ist ein Schelfrand als Ablagerungsumgebung festgestellt worden, der allmählich in ein Kontinentalhang übergeht. Besonders im westlichen Untersuchungsgebiet sind stärkere Absenkungsraten während des Mittleren Miozän festgestellt worden. Im Oberen Miozän setzt dann eine gleichmäßige Absenkung ein. Der Zeitpunkt des Übergangs zum Kontinentalhang läßt sich nicht genau festlegen. Da die Geschwindigkeit in den Sedimenten kaum Änderungen aufweist, muß der Übergang sehr langsam vor sich gegangen sein.

Im Unteren Pliozän ist auf einem Kontinentalhang sedimentiert worden. Dabei wurden hauptsächlich Schlämme abgelagert, und es kann eine Strömung parallel zum Escarpment beobachtet werden. Eine Änderung der Ablagerungsbedingungen zum Quartär/Oberen Pliozän ist nicht zu beobachten. Weiterhin werden Schlämme auf einem Kontinentalhang abgelagert. Allerdings hat sich die Strömung im Untersuchungsgebiet von Nordost auf Nordnordost gedreht.

b) Ausgang der Barents See

Während der "Meteor"-Ausfahrt M 7/2 wurde im Sommer 1988 der Sedimentkegel am Ausgang der Barents See hinsichtlich seines Aufbaus reflexionsseismisch untersucht. Die Ergebnisse sind in der Anlage 4 ausführlich dargestellt.

Das Meßgebiet ist der Abbildung 2 zusammen mit dem Profilplan zu entnehmen. Das Meßgebiet ist im Westen durch den Mohns- und den Knipovich-Rücken begrenzt und erstreckt sich im Osten bis zu 15° E. Im Süden und Norden ist es durch die Breiten 73° N und 75° N begrenzt. Damit überdeckt das Profilnetz etwa die nördliche Hälfte der gesamten Struktur.

Generell zeigen die Seismogramme eine Eindringung bis drei Sekunden Zweiweglaufzeit in das Sediment. Es wurden überwiegend Nord-Süd-Profile bevorzugt, um die Mechanismen des Sedimenttransports besser

zu erfassen. Bezüglich der wesentlichen Strukturen auf Ost-West verlaufenden Profilen lagen bereits Informationen aus der Literatur vor.

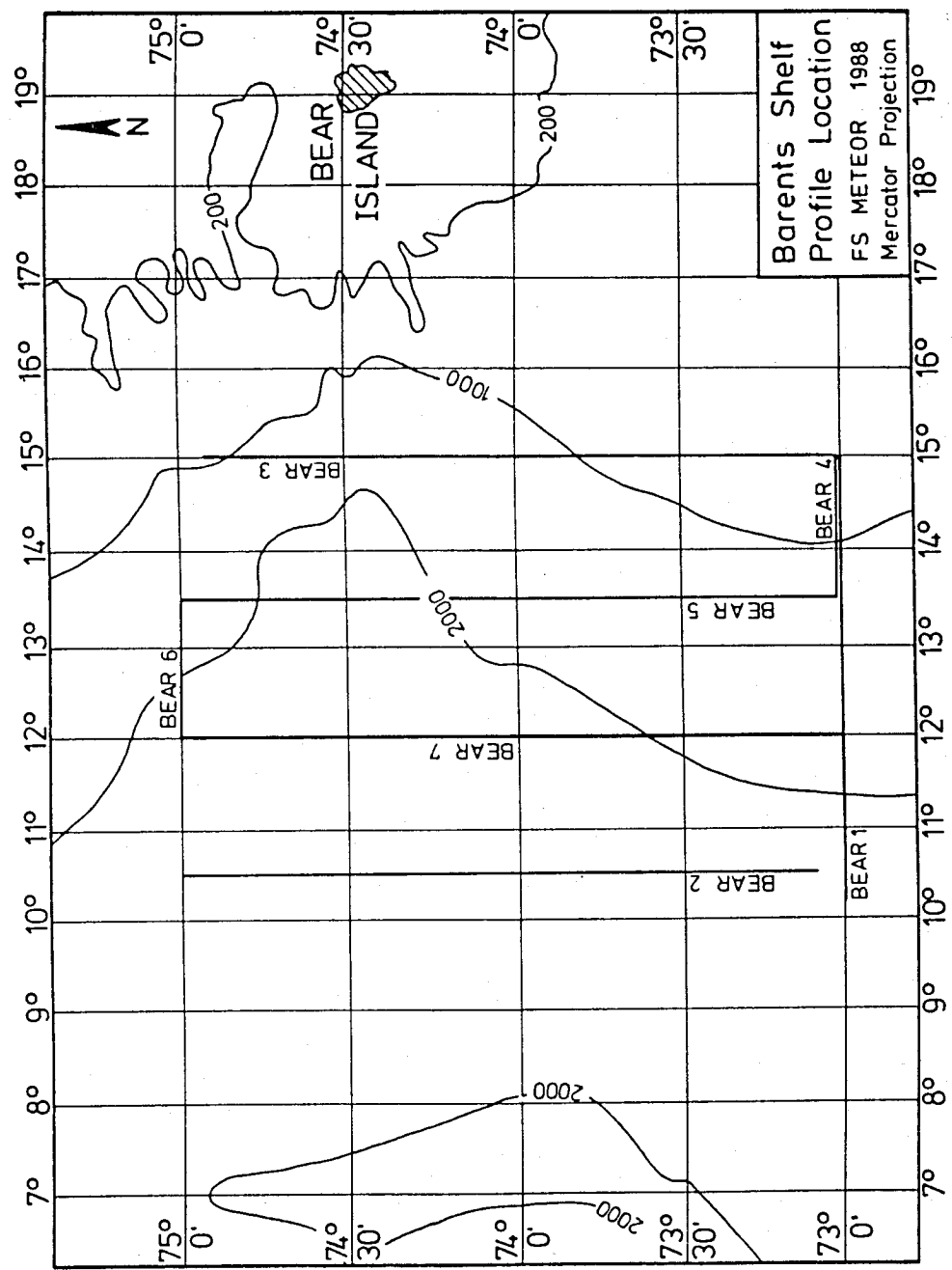


Abb. 2: Lageplan der Profile am Ausgang der Barents See.

Die Auswertung der Seismogramme hat ergeben, daß insgesamt acht wesentliche Reflexionshorizonte als Sequenzgrenzen anzusehen sind. Das kristalline Basement konnte nur im westlichen Teil des Meßgebietes erfaßt werden, wo es, westlich der Senja-Fracture Zone gelegen, durch ozeanische Kruste gebildet wird. Die zeitliche Einordnung der Horizonte hat sich als schwierig erwiesen, da in diesem Seegebiet DSDP- oder ODP-Bohrungen fehlen. Zeitliche Einordnungen von Reflexionshorizonten durch andere Autoren wie Spencer et al. (1984), Rønnevik und Jacobsen (1984) und Vorren et al. (1990) in benachbarten Gebieten geben einige wesentliche Hinweise, sie sind aber nicht untereinander direkt vergleichbar. Ein weiterer Hinweis ergibt sich aus den Kurven über relative Änderungen des Meeresspiegels, aber auch diese sind nicht unumstritten. Damit bleibt die zeitliche Einordnung der Horizonte noch vorläufig und wird wohl endgültig erst durch eine Bohrung zu klären sein. Dennoch kann eine generelle Entwicklung seit dem Mittleren Miozän aus den Messungen abgeleitet werden.

Es wurden folgende Reflexionshorizonte durchgehend erfaßt und definiert :

Einheit	Reflektorcharakteristiken	Reflektor	Alter [M.J.]	Epochen
BIF 8	-parallel laminiert	Meeresboden		Quartär
BIF 7	-parallel laminiert	BIF 8.0	1.6	
BIF 6	-parallel laminiert variabel im S und SW	BIF 7.0	2.9	Pliozän
BIF 5	-chaotisch bis reflektionsfrei im S im oberen Teil der Sequenz -laminiert mit lokalen Reflektoren im N im unteren Teil der Sequenz	BIF 6.0	3.8	
BIF 4	-laminiert mit lokalen Reflektoren im oberen Teil der Sequenz -reflektionsfrei bis chaotisch im unteren Teil der Sequenz	BIF 5.0	6.8	
BIF 3	-parallel laminiert	BIF 4.0	11.0	Miozän
BIF 2	-reflektionsfrei bis chaotisch	BIF 3.0	13.0	
BIF 1	-Reflektionscharakter nicht klar	BIF 2.0	22.0	
		Basalt		

Der gesamte Sedimentkegel ist im wesentlichen durch eine sigmoid komplexe Reflexionscharakteristik gekennzeichnet. Das Hauptliefergebiet der Sediment ist im gesamten Zeitraum die Barents See. Eine besondere Kanalisierung der Sedimenttransportwege in Form von Canyons wurde im Meßgebiet nicht beobachtet, was eine lokale zeitliche und räumliche Verlagerung der Zufuhr nicht ausschließt.

Die generelle Entwicklung des Fans seit dem Miozän läßt sich wie folgt zusammenfassen.

Im frühen Miozän sind die Offlap-Strukturen im wesentlichen nach Südwesten gerichtet. Dies deutet, daß die Sedimentzufuhr aus Nordosten durch den Storfjord Trough erfolgte. Am Ende des Miozäns lagen zwei Akkumulationszentren im Norden und Süden des Meßgebiets vor. Die Sedimentzufuhr erfolgte gleichzeitig von Nordosten durch den Storfjord Trough sowie im Süden durch den Bear Island Trough.

Zu Beginn des Pliozäns erfolgt eine durchgreifende Änderung des Sedimenttransports. Die Einheit BIF 5 ist in fast dem gesamten Meßgebiet durch eine chaotische Reflexionscharakteristik geprägt. Dies kann unterschiedliche Ursachen haben; möglicherweise besteht aber eine Verbindung mit der generellen Abkühlung in dieser Zeit.

In der nachfolgenden Zeit setzt offensichtlich wieder eine ruhigere Sedimentations ein, jedoch sind ausgeprägte Erosionen im westlichen Teil des Meßgebietes zu beobachten. Die Isopachenkarten und die Offlap-Strukturen zeigen, daß im Plio-Pleistozän die Sedimentakkumulation im wesentlichen vor dem Bear Island Trough erfolgt, das Liefergebiet also eher im Süden der Barents See lag.

2.2. Sedimentphysikalische Untersuchungen

2.2.1. Gerätetechnische Entwicklungen

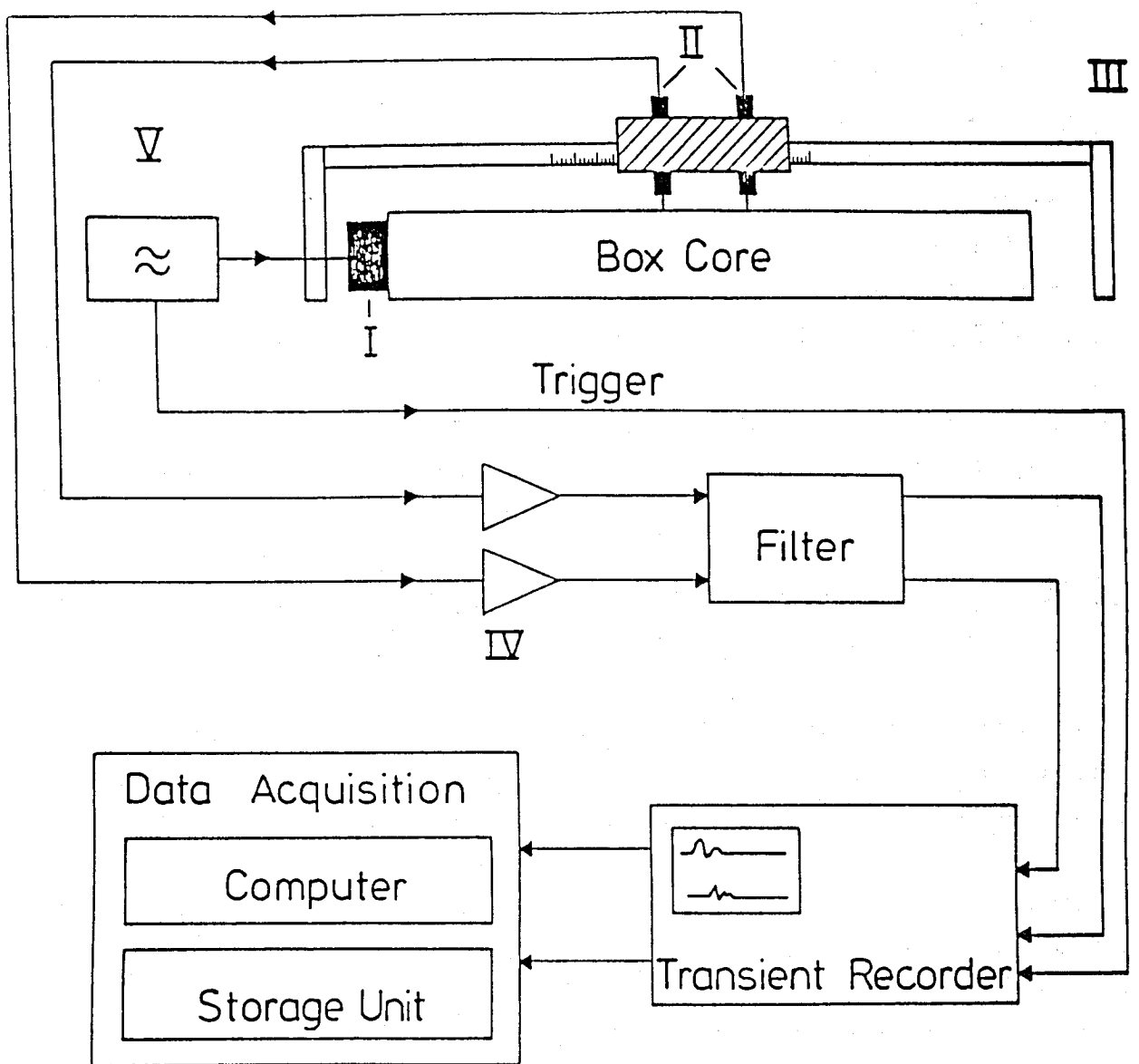
Im Rahmen dieses Teilprogramms wurde eine Durchschallungsanlage für die Untersuchung seismischer Geschwindigkeiten an Kastenlotkernen gebaut. Mit dieser Entwicklung sollten zwei Zielsetzungen verfolgt werden.

- a. Die Korrelation der seismischen Geschwindigkeiten mit anderen sedimentphysikalischen Parametern

- b. Die Verbesserung der Identifikation von Reflektoren in hochauflösenden seismischen Aufzeichnungen wie von einem 3.5 kHz-Lot oder dem PARASOUND. Dabei sollte gleichzeitig auch die Art der Reflektoren hinsichtlich ihrer geologischen Entstehung untersucht werden.

Für diese Untersuchungen stehen verschiedene Möglichkeiten zur Verfügung. Die Vermessung von Proben aus dem Kern läßt Zufälligkeiten Raum, die sich aus der Lage der Probe im Kern ergeben. Je nach dem Punkt der Probenentnahme können sich unterschiedliche Geschwindigkeits-Tiefen-Profile ergeben. Dadurch wäre eine Zuordnung von Reflektoren erschwert. Darüber hinaus ist davon auszugehen, daß die Probe bei der Entnahme gestört und damit das Meßergebnis verfälscht wird. Neuere Verfahren sehen eine Querdurchschallung des Kerns vor. Dies kann auch durch den Liner erfolgen. Dieses Verfahren schließt jedoch die Untersuchung von Kernen mit Scherwellen aus.

Aus diesem Grunde wurde ein Verfahren zur Längsdurchschallung eines Kastenlotkerns gewählt, das sowohl Kompressionswellen als auch Scherwellen einzusetzen ermöglicht. Das Konzept sah zunächst Untersuchungen mit Kompressionswellen vor. Das Gerät ist in Abbildung 3 dargestellt. Am Ende des Kerns wird ein Echolotschwinger montiert, der eine Längsdurchschallung garantiert. Das Signal hat eine Frequenz von 33 kHz. Die Signalregistrierung erfolgt mit zwei Biegeschwingern, die in wählbaren Abständen zum Schwinger auf die Seite des Kerns gesetzt werden können. Sie sind dabei so orientiert, daß die Biegeungsrichtung mit der Partikelbewegung übereinstimmt, für Kompressionswellen also parallel zur Achse. Das Signal wird zunächst verstärkt, gefiltert und danach auf einem Transientenrekorder digital aufgezeichnet. Die Daten können danach direkt an Bord auf einem Kleinrechner ausgewertet werden. Die Anlage wurde später für den Einsatz von Scherwellen erweitert. Diese zeigen aufgrund der höheren Dämpfung generell eine geringere Eindringung. Aus diesem Grunde wurde ein elektromagnetischer Scherwellengenerator gebaut, der ähnlich wie die Biegeschwinger auf die Seite des Kerns gesetzt wird. Er erzeugt horizontal polarisierte Scherwellen. Die



- | | | | |
|-----|-----------------------|----|---------------|
| I | Ultrasonic Transducer | IV | Amplifier |
| II | Receiver | V | Signal Source |
| III | Scale | | |

Abb. 3: Der prinzipielle Aufbau der Durchschallungsanlage.

Vermessung des gesamten Kerns erfolgt in Abschnitten von 50 cm langen Profilen. Der Meßpunktabstand kann beliebig gewählt werden, in der Regel beträgt er 5 cm für beide Wellenarten.

Die konzipierte Anlage hat den Vorteil, daß sie den Kern nicht beschädigt. Sender und Empfänger werden nur auf die Oberfläche des Kerns gesetzt.

Die Entwicklung des Systems wurde von Herrn Dr. J. Philipp im Rahmen seiner Dissertation zum Thema "Bestimmung der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit mariner Sedimente an Kastenlotkernen: Entwicklung einer Meßapparatur und Vergleich mit sedimentologischen Parametern" durchgeführt. Die Rechenprogramme zur Auswertung der Daten wurden von Herrn cand. rer. nat. Ingo Pecher entworfen.

2.2.2 Ergebnisse sedimentphysikalischer Untersuchungen mit der Durchschallungsanlage

Die Durchschallungsanlage wurde erstmalig im Juli 1986 während der Ausfahrt von FS "Meteor" in die Norwegische See eingesetzt. Es wurden acht Kastenlotkerne vermessen, allerdings nur für Kompressionswellen. Im Rahmen zweier Ausfahrten auf FS "Poseidon" wurden sieben weitere Kerne aus der westlichen Ostsee und dem Kattegat untersucht, wobei auf der zweiten Reise im Februar 1988 erstmalig auch Scherwellenmessungen erfolgten.

Die Ergebnisse sind in der Dissertation von Philipp (1989) dargestellt (siehe Anlage 3).

Fünf weitere Kerne wurden während der Ausfahrt M 7/2 von FS "Meteor" 1988 in der Norwegischen See vor dem Barents See Schelf aufgenommen. Ihre Untersuchung erfolgte mit Kompressions- und Scherwellen. Die Ergebnisse dieser Messungen sind in dem in Anlage 5 beigefügten Manuskript (Theilen et al., in prep) zusammengefaßt. Als wesentliches Ergebnis hat sich gezeigt, daß eine gute Korrelation zwischen der Scherwellengeschwindigkeit bzw. dem Schermodul und der Scherfestigkeit besteht. Die Scherwellengeschwindigkeit ist durch einen starken vertikalen Gradienten gekennzeichnet, der auch für die Feuchtraumdichte und die Scherfestigkeiten zu beobachten ist. Die Kompressionswellengeschwindigkeiten zeigen zwar für Kerne

aus der Norwegischen See Maxima, die häufig mit Scherfestigkeitsmaxima korrelieren, im Mittel nehmen die Werte jedoch nur geringfügig zu.

Die gute Korrelation zwischen dem dynamischen Schermodul und der Scherfestigkeit läßt sich an einem rheologischen oder physikalischen Modell kaum erklären. Während der dynamische Schermodul für nur sehr kleine lineare Strains definiert ist, ist die Scherfestigkeit für extrem nichtlineare Prozesse definiert. Die Kenntnis der empirischen Beziehungen zwischen diesen so unterschiedlichen Daten eröffnet jedoch eine neue Möglichkeit, indirekt eine Abschätzung der Scherfestigkeit in-situ aus Scher- und Kompressionswellenmessungen am Meeresboden vorzunehmen. Dies ist besonders relevant für die Lösung geotechnischer Fragestellungen im Hinblick auf die Belastbarkeit von Meeresböden durch Maschinen oder anderer Offshore-Einrichtungen. Verfahren zur Durchführung von Scherwellenmessungen am Meeresboden werden in einem früheren DFG-Projekt bereits entwickelt (Gimpel, 1987). Sie sind einsetzbar in Wassertiefen bis etwa 40 Meter. Diese Entwicklung soll im Rahmen eines neuen Vorhabens wieder aufgegriffen werden, um die an Kernen gefundenen Beziehungen auch in-situ auf den Meeresboden zu übertragen. Dies läßt einen Beitrag zur Lösung geotechnischer Fragestellungen erwarten und eröffnet in Verbindung mit seismischen Untersuchungen die Möglichkeit nicht nur einer dreidimensionalen Darstellung der Struktur, sondern auch wichtiger weiterer Parameter wie die Scherfestigkeit.

2.2.3. Druckabhängigkeit der seismischen Geschwindigkeiten und der Absorption

Für ein besseres Verständnis der Prozesse, die bei der Verfestigung eines Sedimentes unter Auflastbedingungen beteiligt sind, ist eine Tiefseesediment-Probe aus einem Kastenlotkern von der Norwegisch-Grönländischen See mittels eines Durchschallungsexperimentes untersucht worden (Leurer & Theilen, in prep., siehe Anlage 6). Es wurden Laufzeitmessungen der Kompressions- (P-) und Scher- (S-) wellen durchgeführt, während die Probe einem stufenweise

bis zu 20 MPa zunehmenden hydrostatischen Druck ausgesetzt wurde. Das Material wurde dabei im gleichen Maße entwässert, was einer zunehmenden Kompaktion gleichkommt. An jeder Druckstufe wurde der Gütefaktor Q_p durch die Spektrendivisionsmethode bestimmt. Die P-Wellengeschwindigkeit zeigt den erwarteten Anstieg mit steigendem hydrostatischen Druck; die Signalformen bleiben über den gesamten betrachteten Druckbereich nahezu unverändert. Scherwellen werden unterhalb 9 MPa nicht übertragen; das Probenmaterial verhält sich wie eine Flüssigkeit. Oberhalb 9 MPa nimmt die S-Wellengeschwindigkeit mit steigendem Druck zu, wobei die Amplituden der S-Signale stark ansteigen. Die Bestimmung des Gütefaktors ergab ein Minimum für Q_p im Druckbereich von 8-10 MPa, wo ebenfalls die Übertragung der Scherwellen beginnt.

In marinen Sedimenten dominieren je nach Korngröße zwei Dämpfungsmechanismen, die aufgrund einer Kombination miteinander eine Gesamtdämpfung bewirken. Eine der beiden Hauptursachen für den Energieverlust resultiert aus Reibung und/oder Anelastizität durch Kohäsionserscheinungen an den Kornkontakten, die andere geht auf Reibungsverluste in der Porenflüssigkeit zurück, falls eine relative Bewegung zwischen Porenflüssigkeit und dem festen Sedimentgerüst auftritt (Stoll, 1979). In Sedimenten mit geringer Permeabilität wie Tone und Schlämme treten Verluste durch innere Reibung in der Porenflüssigkeit zugunsten von Kornkontakteffekten in den Hintergrund. In gröberkörnigen Sedimenten wie Sand und Silt hingegen dominieren die Energieverluste durch innere Reibung in der Porenflüssigkeit.

Ein bestimmter Beitrag zur Gesamtdämpfung wird Grenzschichteffekten zugeschrieben, das heißt Wechselwirkungen zwischen der festen und der flüssigen Phase, die an der inneren Oberfläche des Gesteins stattfinden.

Die hier beschriebenen Laboruntersuchungen wurden im Hinblick auf die Dämpfungseigenschaften feinkörniger mariner Sedimente unter Kompaktion im Lichte der oben angegebenen Grenzschichteffekte durchgeführt. Das untersuchte Probenmaterial stammt aus dem Kastenlotkern 23254-2, der in der Norwegisch-Grönländischen See bei 73° 03.8 N und 09° 43.4 E aus 2227 m Wassertiefe gezogen wurde. Die Probe wurde mittels eines Stahlzylinders im Teufenintervall

von 5.53 bis 5.68 m aus dem Kern herausgestochen. Das Probenmaterial besteht aus Foraminiferenschlamm (Hirschleber et al., 1988) und erscheint makroskopisch homogen mit einer Porosität von 57%.

Die Labormessungen sind mittels der Durchschallungsmethode durchgeführt worden. Diese Methode ist vergleichsweise unkompliziert in der Anwendung, und sie erlaubt gleichzeitig die Messung der Laufzeiten von Kompressions- und Scherwellen und die Kontrolle über die sedimentologischen Parameter Dichte und Porosität. Eine detaillierte Beschreibung der Durchschallungsanlage geben Leurer & Theilen (in prep.). Die Messung der Laufzeiten wurden an Druckstufen zu 1 MPa bis zum Maximaldruck von 20 MPa durchgeführt. Vor der Messung wurde an jeder Druckstufe der Druck konstant gehalten, bis die Setzung der Probe so weit fortgeschritten war, daß die Laufzeiten der Entfernungssonden über ein bestimmtes Zeitintervall sich nur noch im Nanometerbereich verringerten, was einer Probenverkürzung in der Größenordnung eines Mikrometers entspricht.

Während der Untersuchung der oben angegebene Probe fiel zunächst auf, daß im Druckbereich unterhalb 9 MPa keine Scherwellen zu beobachten waren. Von diesem Punkt an treten Scherwellen auf, wobei deren Amplituden mit zunehmendem Druck stark (linear) ansteigen (Abb. 4). Diese Beobachtung deutet darauf hin, daß das Probenmaterial im unteren Druckbereich bis ca. 9 MPa Druck wie eine Flüssigkeit reagiert, die sich mit steigendem Druck in zunehmenden Maße verfestigt und oberhalb etwa 9 MPa als Festkörper betrachtet werden kann, der einer weiteren Verfestigung unterworfen ist. Die Signale der Kompressionswellen erscheinen bezüglich der Amplituden über den gesamten Druckbereich nahezu unverändert.

Abbildung 5 zeigt die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen. Der vergleichsweise steile Anstieg der P-Wellengeschwindigkeit im unteren Druckbereich geht zurück auf die anfänglich sehr starke Kompaktion des Materials. Die Geschwindigkeit der S-Wellen zeigt etwa dieselbe Zunahmerate wie die der P-Wellen. Die Geschwindigkeiten der P-Wellen bewegen sich zwischen 1730 m/s bei 1 MPa und 2430 m/s bei 20 MPa; die S-Wellengeschwindigkeit zeigt eine Zunahme von 870 m/s bei 9 MPa bis 1050 m/s bei 20 MPa.

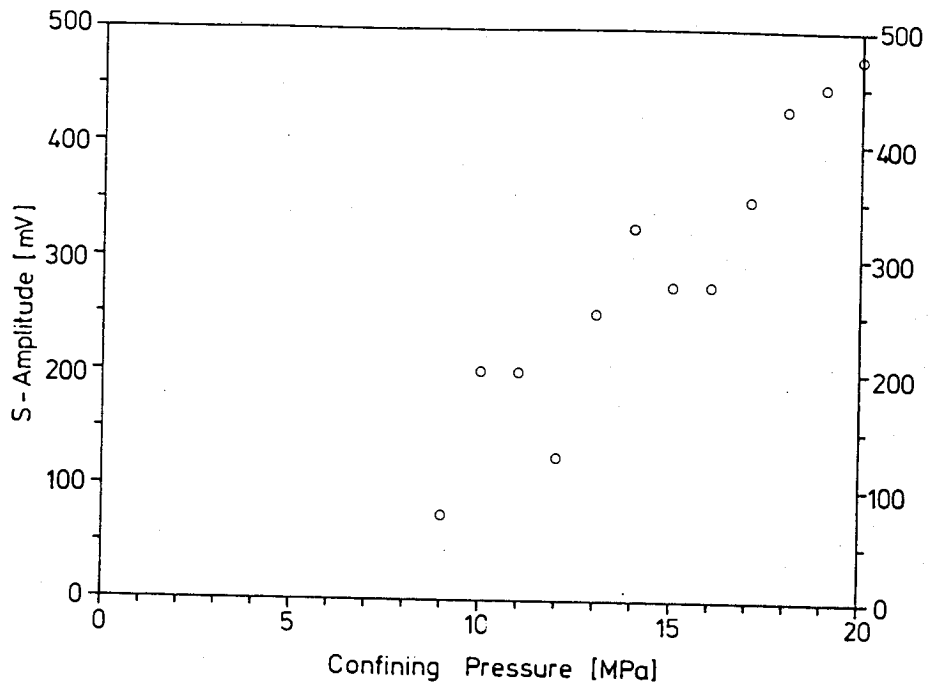


Abb. 4: Scherwellen-Amplituden als Funktion des hydrostatischen Drucks.

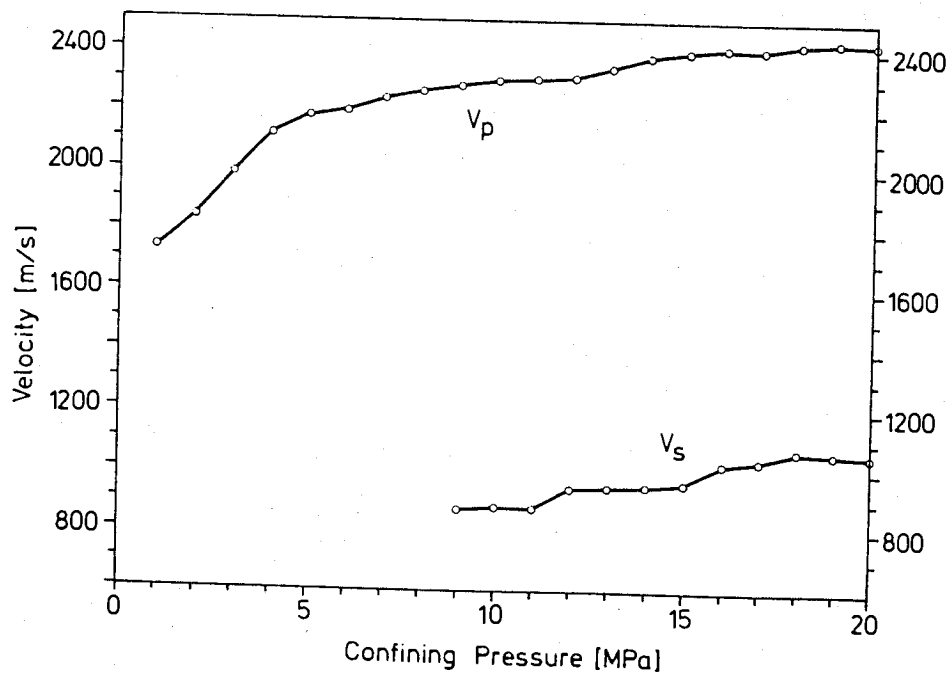


Abb. 5: Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen der untersuchten Foraminiferenschlick-Probe als Funktion des hydrostatischen Drucks.

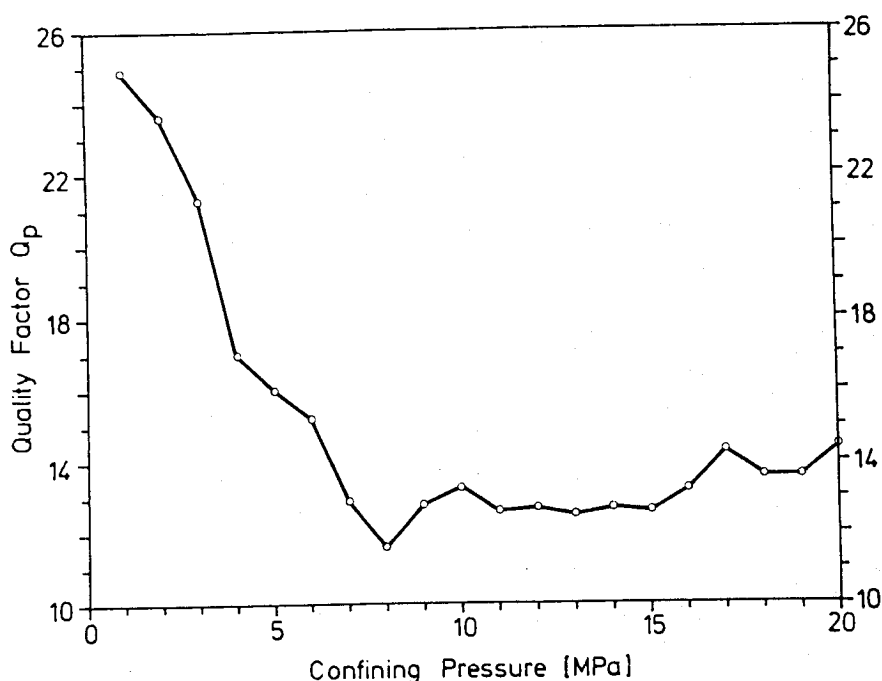


Abb. 6: Gütefaktor Q_p des Foraminiferenschlicks als Funktion des hydrostatischen Drucks.

Der Gütefaktor Q_p als Funktion des hydrostatischen Drucks (Abb. 6) zeigt ein Minimum im Druckbereich von 8-10 MPa. Dies scheint die Schlußfolgerung von Matthews (1980) aus der Arbeit von Hamilton (1972) zu bestätigen, die die Existenz eines Maximums der Dämpfung in einem marinen feinkörnigen Sediment in Abhängigkeit der Tiefe unter dem Meeresboden voraussagt, welches der Kompaktion unterworfen ist. Ein Vergleich mit den Geschwindigkeitsdaten (s. Abb. 5) zeigt deutlich, daß die Lage des Minimums von Q_p mit dem Druckbereich zusammenfällt, von dem an die Fortpflanzung der Scherwellen stattfindet.

Das Minimum von Q_p zeugt von einem charakteristischen Dämpfungs-Verhalten des untersuchten Sediments unter den Bedingungen, welchen es während des Experiments ausgesetzt war; diese Bedingungen sind vergleichbar mit denen, die zu einer fortschreitenden Kompaktion der Sedimente mit zunehmender Tiefe unter dem Meeresboden führen. Auf dem Wege zu einer vernünftigen Erklärung des beobachteten Dämpfungsverhaltens der Sedimentprobe ist die Frage von Bedeutung, ob ein bestimmter Dämpfungsmechanismus vor anderen

energieverzehrenden Vorgängen als dominant betrachtet werden kann. Das folgende Konzept kann zu diesem Zeitpunkt nur qualitativer Natur sein. Es wird angenommen, daß das beobachtete Dämpfungsverhalten der betrachteten Tiefsee-Sedimentprobe hauptsächlich auf die Wirkung von adsorbierten Ionen und Wassermolekülen aus der Porenflüssigkeit an den Oberflächen der Sedimentpartikel zurückzuführen ist.

Die Ursachen für die Adsorption sind elektrostatische Kräfte, van-der-Waals-Kräfte und Wasserstoffbrücken. Falls in der Porenflüssigkeit austauschbare Ionen vorhanden sind, so liefert ihr Hydratationswasser eine große Menge von zusätzlichem Adsorptionswasser. Die Attraktionskräfte in unmittelbarer Nähe zur Oberfläche der Partikel können sehr große Werte annehmen; die erste monomolekulare Schicht adsorbierten Wassers sind mit einer Wasserspannung von 600 MPa gebunden (Scheffer & Schachtschnabel, 1989). Diese Attraktionskräfte nehmen stark ab mit zunehmender Entfernung von der Partikeloberfläche. Der Verlauf der Anziehungskraft, ausgedrückt durch die entsprechende Wasserspannung, als Funktion des Abstandes von der Partikeloberfläche ist in Abbildung 7 qualitativ wiedergegeben. Das Sediment existiert als eine Komposition des festen Kornes mit der umgebenden "Lyosphäre" (Kézdi, 1982), welche einen direkten Kontakt von Korn zu Korn verhindert. Dies wird als der Ausgangszustand der hier betrachteten Sedimentprobe angenommen.

Zur Erklärung für das beobachtete Dämpfungsverhalten als Funktion des hydrostatischen Drucks werden im folgenden zwei Fälle betrachtet. Fall 1 bezieht sich auf den unteren Druckbereich, in dem der Gütefaktor Q_p abnimmt; Fall 2 ist der Druckbereich oberhalb 9 MPa, in dem Q_p leicht zunimmt. Im ersten Falle stehen die Sedimentpartikel lediglich mit den schwächer gebundenen äußeren Bereichen ihrer adsorbierten Wasserfilme in Kontakt. Die durchlaufende Kompressionswelle führt zu einer Verrückung der Sedimentpartikel. Während der Verdichtungsphase und der damit verbundenen Annäherung der Partikel wird eine bestimmte Menge des adsorbierten Wassers aus dem Verband herausgelöst in den Bereich des in den Poren vorhandenen freien Wassers; die Rekombination findet nach einer bestimmten Relaxationszeit statt. Dieser Prozess

dissipiert Energie der Kompressionswelle. Je näher die Sedimentpartikel aufgrund des steigenden hydrostatischen Drucks und der damit verbundenen zunehmenden Kompaktion aufeinander zurücken, desto mehr Energie wird dissipiert; denn die Verrückungen durch die P-Welle zwingen die fortschreitend stärker gebundenen näher zur Partikeloberfläche liegenden adsorbierten Wassermoleküle und Ionen aus dem Wasserfilm. Durch diesen Prozess könnte die Abnahme des Gütefaktors Q_p mit steigendem Druck erklärt werden. Der Prozess läuft so lange ab, bis ein bestimmter Druck erreicht ist, in Falle der hier behandelten Probe etwa 8-10 MPa. In diesem Bereich zeigt Q_p ein Minimum.

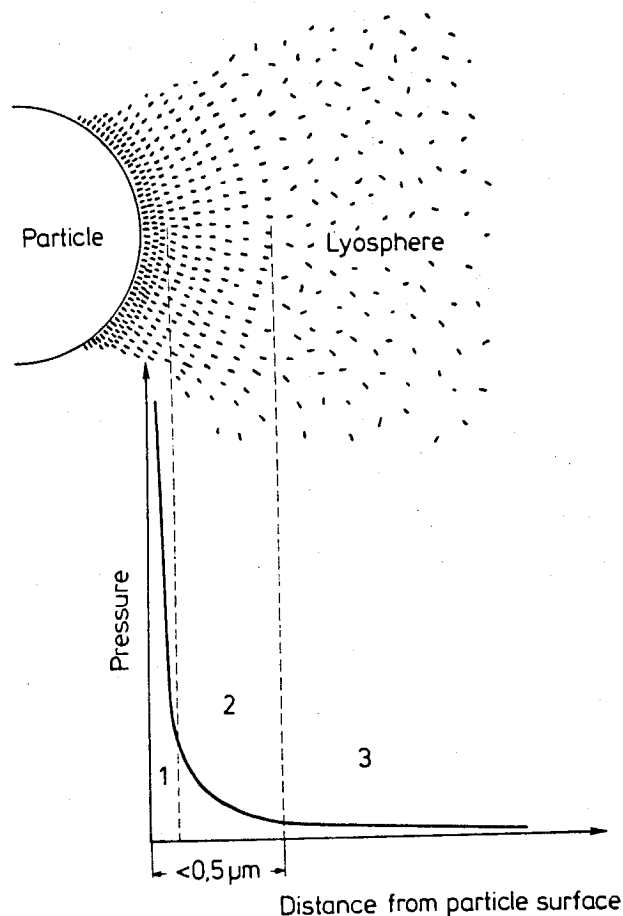


Abb. 7: Schematische Darstellung der molekularen Effekte im Festkörper-Wasser-System als Funktion der Entfernung von der Partikeloberfläche: 1 - Bereich des eisartigen Zustandes; 2 - Bereich erhöhter Viskosität; 3 - gewöhnliches freies Wasser (nach Kézdi, 1982).

Auf der Grundlage der Hinweise, die sich aus der Beobachtung der Scherwellen ergeben, kann man den Zustand des Probenmaterials in diesem Druckbereich als im Übergang vom quasi-flüssigen zu festen Zustand befindlich betrachten.

Der leichte Anstieg von Q_p im zweiten Falle kann erklärt werden durch eine weitere Zunahme der Festigkeit durch den steigenden hydrostatischen Druck, was durch die in gleichem Maße zunehmenden Amplituden der Scherwellen verdeutlicht wird (s. Abb. 4). Die Sedimentpartikel liegen in diesem Stadium derart dicht beieinander, daß sie in Kontakt stehen mit den am stärksten gebundenen oberflächennahen Regionen ihrer Wasserfilme. Die lokalen Druckänderungen durch die durchlaufende Kompressionswelle und die damit verbundenen Kräfte sind nicht mehr groß genug, um die Bindungsenergie, mit der die Wassermoleküle und Ionen adsorbiert sind, aufzubringen und die Bindungen zu lösen.

3. Korrelation von physikalischen Parametern und seismischen Reflektoren

Erhebliche Fortschritte konnten mit den Untersuchungen über die Korrelation zwischen physikalischen Parametern und seismischen Reflektoren erzielt werden. Diese Untersuchungen wurden im Rahmen der Dissertation von Frau Dr. H. Kassens durchgeführt (Anlage 8). Daher konnten frühdiagenetisch verfestigte Sedimentlagen als Reflektoren in hochauflösenden Echolotaufzeichnungen angesprochen werden. Diese Untersuchung ist im Hinblick auf die geplante digitale Erfassung und Auswertung von PARASOUND-Signalen auf den Forschungsschiffen wie FS "Meteor" und PFS "Polarstern" von erheblicher Bedeutung.

4. Ausblick

Die hier dargestellten Arbeiten sind mit dem Ende der zweiten Phase des Sonderforschungsbereichs 313 nicht beendet. Dies trifft vor allem für die gerätetechnischen entwicklungen im Hinblick auf die sedimentphysikalischen Untersuchungen zu. Sie haben einen stand

erreicht, der eine Fortführung der Vorhaben in einem anderen Rahmen als zweckmäßig erscheinen lassen.

Die Untersuchungen an den Kastenlotkernen waren immer mit der Frage behaftet, inwieweit ein Kern nach seiner Entnahme noch in-situ Zustände repräsentiert. Durch die Druckentlastung bei der Entnahme ändern sich die Effektivdrücke, welche entscheidend für die Geschwindigkeits- und Absorptionsmessungen sind. Aus diesem Grunde sollte das Sediment nicht mehr in das Labor, sondern die Meßsonde in das Sediment gebracht werden.

Dazu wurde im Rahmen des MAST-Programms in Brüssel vorgeschlagen miniaturisierte Bohrlochsonden im Meeresboden anzuwenden. Geplant sind zunächst Messungen der Dichte, der elektrischen Leitfähigkeit, der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen, der Gammastrahlung und eventuell später auch der Magnetisierung.

Damit erhoffen wir uns einen Fortschritt in der Meßtechnik, aber auch einen schnelleren Arbeitsablauf. Das Vorhaben ist inzwischen im Prinzip bewilligt und soll im Herbst dieses Jahres aufgenommen werden.

Auch die Korrelation der Scherwellengeschwindigkeit und der Scherfestigkeit soll fortgesetzt werden, wobei auch hier das Experiment auf den Meeresboden verlegt werden soll. Verfahren für die Scherwellenmessungen wurden bereits vor einigen Jahren in einem von der DFG geförderten Vorhaben entwickelt. Sie sollen mit den im vorliegenden Vorhaben entwickelten Verfahren verbunden und zu einem Konzept weiter entwickelt werden, das die in-situ Abschätzung der Scherfestigkeit ermöglicht. Wir erwarten dafür eine Anwendungsmöglichkeit für geotechnische Fragestellungen im Offshore-Bereich.

5. Danksagung

Abschließend sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Finanzierung der Vorhaben gedankt. Unser Dank gilt auch den Offizieren und Besatzungen von FS "Poseidon", FS "Valdivia" und FS "Meteor" für die gute Zusammenarbeit bei den Messungen.

6. Literatur

- Caston, V. (1976): Tertiary Sediments of the Vöring Plateau Norwegian Sea, Recovered by leg 38 of the Deep Sea Drilling Project. in M. Talwani, G. Udintsev et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 38, US Govt. Printing Office, pp. 761-782, Washington.
- Chapman, R. E. (1974): Clay Diapirism and Overthrust Faulting. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 85, pp. 1597-1602.
- Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W.; Siedler, G. (1975): Allgemeine Meereskunde. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- Eldholm, O.; Thiede, J. et al. (1986): Preliminary Ocean Drilling Results. Vol. 104, in press.
- Eldholm, O.; Sundvor, E.; Myhre, A. M.; Faleide, J. I. (1984): Cenozoic Evolution of the Continental Margin off Norway and Western Svalbard. In: A. Spencer et al. (eds.), Petroleum Geology of the North European Margin. Graham and Trotman, pp. 3-18, London.
- Faleide, J. I.; Myhre, A. M.; Eldholm, O. (1988): Early Tertiary Volcanism at the Western Barents Sea Margin.-Geol. Soc. Special Publication No. 39, pp. 135-146.
- Gimpel, P. (1987): Marine flachseismische Untersuchungen in der Kieler Bucht unter besonderer Berücksichtigung von Scherwellenmessungen. Diss. Math.-Nat. Fak., Universität Kiel.
- Hamilton, E. L. (1972): Compressional-Wave Attenuation in Marine Sediments. Geophysics, Vol. 37, pp. 620-646.

- Hirschleber, H.; Theilen, F.; Balzer, W.; v. Bodungen, B.; Thiede, J. (1988): Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 Nr. 10. Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1. Juni bis 28. September 1988, Universität Kiel.
- Kézdi, A. (1982): Handbook of Soil Mechanics, Vol. 1: Soil Physics. Elsevier; Amsterdam, Oxford, New York.
- Leurer, K.; Theilen, F. (in prep.): Attenuation in Fully Saturated Deepsea Sediments of the Clay Fraction.
- Matthews, J. E. (1980): Heuristic Physical Property Model for Marine Sediments. J. Acoust. Soc. Am., Vol. 68, pp. 1361-1370.
- Philipp, J. (1989): Bestimmung der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit mariner Sedimente an Kastenlotkernen: Entwicklung einer Meßapparatur und Vergleich mit sedimentologischen Parametern. Diss. Math.-Nat. Fak., Universität Kiel.
- Rønnevik, H.; Jörgensen, F.; Motland, K. (1979): The Geology of the Northern Part of the Vøring Plateau. In Norwegian Sea Symposium, Norsk Petroleumforening, NSS/12, pp. 1-12.
- Scheffer, F.; Schachtschnabel, P. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde. Enke, Stuttgart.
- Skogseid, J.; Eldholm, O. (1988): Vøring Plateau Continental Margin: Seismic Interpretation, Stratigraphy and Vertical Movements. Proc. ODP, leg 104 Scientific Results, in press.
- Stoll, R. D. (1979): Experimental Studies of Attenuation in Sediments. J. Acoust. Soc. Am., Vol. 66, pp. 1152-1160.
- Talwani, M.; Udintsev, G. et al. (1976): Initial Reports Deep Sea Drilling Project. Vol. 38, US Govt. Printing Office, Washington.

- Talwani, M.; Mutter, J. C.; Eldholm, O. (1981): Initiation of the Opening of the Norwegian Sea. *Oceanol. Acta*, Special Issue, pp. 23-30.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E.; Keys, D. A. (1976): *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Theilen, Fr.; Pecher, I. A.; Neben, S.; Phillip, J. (in prep.): The Relationship between the Shear Strength and Shear Modulus of Marine Sediments.
- Uenzelmann, G. (1988): Sedimente des südlichen Äußeren Vöring-Plateaus - Eine hochauflösende reflexionsseismische Untersuchung. Diss. Math.-Nat. Fak., Universität Kiel.
- Uenzelmann, G. (in prep.): Cenozoic Subsidence of the Outer Vöring Plateau.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Thompson, S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Change of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In Payton (Ed.): *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, pp. 63-81, Tulsa.
- Willis, M. E.; Toksöz, M. N. (1983): Automatic P- and S- Velocity Determination from Full Waveform Digital Acoustic Logs. *Geophysics*, Vol.48 No.12, pp. 1631-1644.

Sedimente des südlichen Äußeren Vöring Plateaus - Eine hochauflösende reflexionsseismische Untersuchung

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts Universität zu Kiel

vorgelegt von Gabriele Uenzelmann

Zusammenfassung

Im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 313 der Universität Kiel kam es im Hinblick auf die Paläoozenographie im Europäischen Nordmeer zu einer Untersuchung der Sedimentationsgeschichte in jenem Gebiet. Dabei wurde zunächst der Schwerpunkt auf den Norwegischen Kontinentalrand gelegt und dort das Vöring Plateau als Meßgebiet ausgewählt.

Zur Erfassung der Sedimentverteilung und -eigenschaften wurde deshalb während zweier Meßfahrten 1985 und 1986 das Vöring Plateau mit hochfrequenten seismischen Quellen (Signalfrequenz bei 60-70 Hz) hochauflösend vermessen. Die so erfaßten Daten konnten an DSDP- und ODP-Bohrungen altermäÙig eingeordnet werden und wurden anschließend auf Sedimentstruktur, -verteilung und -geschwindigkeit untersucht. Über Coastal Onlap-Strukturen wurden Absenkungsraten für das Äußere Vöring Plateau bestimmt. Dabei wurde die Methode von Vail et al. (1977) angewandt. Außerdem wurde eine Porositätsabschätzung nach Nafe und Drake (1957) durchgeführt. Dabei sind folgende Ergebnisse zu Tage getreten:

Auf dem Äußeren Vöring Plateau wurde eine Reihe von Basalthochlagen kartiert, von denen LavaflüÙe ausgehen und die als Vulkane interpretiert werden (Thule Vulkanismus zwischen magnetischer Anomalie 24 und 23). Zu den Hochlagen auskeilende Schichten und abnehmende Geschwindigkeiten deuten darauf, daß bis ins Obere Miozän zumindest die Kuppen der Hochlagen einer Flachwasser Erosion ausgesetzt waren, also in geringer Wassertiefe lagen.

Schlammdiapire, wie sie auf dem Inneren Plateau zu finden sind, zeigen, daß der Rand des Äußeren Vöring Plateaus wesentlich früher als der zentrale Teil von einer Absenkung erfaßt wurde, nämlich bereits im Unteren Eozän. Eine Absenkung des Zentralteils des Äußeren Vöring Plateaus ist erst ab dem Oberen Eozän zu beobachten. Die so hervorgerufenen Neigungen und Druckbe-

lastungen sind als Ursache für einen Schlammdiapirismus nach Chapman (1974) zu sehen.

Sedimentwellen gaben einen weiteren Hinweis auf die Absenkungsgeschichte. Danach wurde zuerst der äußerste Westen des Plateaus stark von der Absenkung erfaßt (Unteres/Oberes Eozän), die sich bis zum Unteren Miozän nach Osten ausdehnt. Im Oberen Miozän wird der Grad der Absenkung wieder etwas geringer. Diese Beobachtung wird auch in den Absenkungskurven deutlich, die besonders im Eozän eine Neigung des Äußeren Vöring Plateaus erkennen lassen, während für das Obere Miozän räumlich gleichmäßige Absenkungsraten zu erkennen sind. Für das Obere Miozän zeigt die Isochronenkarte erstmals Plateaucharakter, d. h. die Kontouren der Basalthochs sind durch Absenkung und Sedimentation geglättet worden.

Zusammenfassend lassen sich folgende Ablagerungsbedingungen rekonstruieren:

Im Unteren Eozän werden subaerisch Vulkanite extrudiert, die der Erosion ausgesetzt sind. Das eodierte Material wird in unmittelbarer Nähe der Quelle abgelagert. Über die Onlap-Strukturen ist eine Absenkung der Ränder des Äußeren Vöring Plateaus zu erkennen, während der Zentralteil hiervon verschont bleibt. Es liegt eine sehr schwache Strömung vor.

Die Schelfbedingungen dauern auch noch im Oberen Eozän an. Allerdings erscheint die Strömung stärker und kann die Vulkanoklastite weiter nach Nordwesten transportieren. In diesem Gebiet ist eine wesentlich stärkere Absenkung als im Süden zu beobachten. Insgesamt verlangsamt sich der Absenkungsprozeß.

Im Laufe des Unteren Miozäns kommt es erneut zu einer Absenkung, die zur Ablagerung von Schlämmen auf dem Kontinentalrand führt.

Das Mittlere und das Obere Miozän zeichnen sich durch wenig Änderungen aus. Der Übergang vom Schelfrand zum Kontinentalrand hat sich sehr langsam vollzogen. Bis zum Ende des Oberen Miozän hat das Äußere Vöring Plateau dann eine gleichmäßige Tiefenlage erreicht.

Für das Untere Pliozän ist ein Kontinentalhang als Ablagerungsumgebung festgestellt worden. Dabei kann eine Strömung parallel zum Escarpment beobachtet werden, d. h. in nordöstlicher Richtung.

Diese Strömung dreht im Quartär/Oberes Pliozän auf Nordnordost, während weiter auf einem Kontinentalhang sedimentiert wird.

Cenozoic Subsidence of the Outer Vöring Plateau

Gabriele Uenzelmann

Abstract

An idea on the subsidence history of the Outer Vöring Plateau, Norwegian Continental Margin was developed through the analysis of high resolution reflection seismic data.

After cessation of an extreme Lower Eocene volcanism (Eldholm, Thiede, Taylor et al., 1987) subsidence of the Outer Vöring Plateau began. Coastal onlaps indicate that firstly only the rim of the plateau was affected by subsidence. For Upper Eocene a subsidence of the whole Outer Vöring Plateau is inferred.

A rise of the plateau is assumed for Oligocene, leading to periods of erosion and non-deposition. This trend seems to have continued into Lower Miocene. But during that epoch the northern part of the Outer Vöring Plateau experienced a renewed subsidence. This subsidence extended onto the entire plateau during Middle Miocene, although differential rates could be observed.

A uniform subsidence started in Upper Miocene and probably lasts to the present.

Bestimmung der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit mariner
Sedimente an Kastenlotkernen: Entwicklung einer Meßapparatur und
Vergleich mit sedimentologischen Parametern

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissen-
schaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts Universität zu Kiel

Joachim Philipp

Zusammenfassung

Für die Bestimmung der Kompressions- (P-) und Scher- (S-) wellenge-
schwindigkeit mariner Sedimente ist eine Meßanlage entwickelt worden, die
direkt am frischen Sedimentkern an Bord von Forschungsschiffen eingesetzt
wird. Ziel dieser Messungen ist es, mit Hilfe der Dichte die elastischen Mo-
dulten des Sediments zu bestimmen und damit einen Beitrag zur feinstratigra-
phischen Einordnung verschiedener Horizonte zu leisten. Insbesondere soll die
Korrelation der sedimentologischen und sedimentphysikalischen Eigenschaften
mit den seismischen Wellengeschwindigkeiten untersucht werden.

Von besonderem Interesse sind hierbei der dynamische Schermodul und
die Zusammenhänge zwischen Scherwellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit.
Gerade diese Größen reagieren besonders sensibel auf Änderungen in der Se-
dimentstruktur und -zusammensetzung. Da durch den Bohr- bzw. Kernzieh-
vorgang von dünnen Proben (Schwerelot, hydraulic piston corer) oft die
Struktur des Sediments beschädigt wird und dadurch die Messung der Wel-
lengeschwindigkeiten beeinträchtigt werden kann, wurde die Meßanlage spe-
ziell für Messungen an Kastenlotkernen konzipiert. Die verwendeten Kastenlo-
te haben einen quadratischen Querschnitt mit 30 cm Seitenlänge und ermögli-
chen die Bergung eines nahezu ungestörten Sedimentkernes. Die Bearbeitung
der gewonnen Kastenlotkerne erfolgt in der Regel direkt an Bord des jeweili-
gen Forschungsschiffes. Diese Arbeiten am Kern werden durch die Messungen
der Wellengeschwindigkeiten nicht wesentlich behindert, weil durch den Meß-
vorgang keine nennenswerten Beschädigungen am Sedimentkern verursacht
werden.

Die für die Messung der P-Wellengeschwindigkeit erzeugten P-Wellen

durchlaufen den gesamten Kastenlotkern längs der Kernachse. Bei der Messung mit Scherwellen werden kurze Profile, ebenfalls längs der Kernachse, von 0.5 - 1 Meter Länge gemessen. Zur Abdeckung der gesamten Kernlänge überlappen sich die einzelnen Profile entsprechend. Der Abgriff der P- und S-Wellen erfolgt an der Oberfläche des Kernes in Abständen von 5 cm.

Die Signale werden digital mit einem Transientenrekorder aufgezeichnet und von einem Computer abgespeichert. Die Daten werden erst im Anschluß an die Messung ausgewertet, um eine hohe Meßgeschwindigkeit am Kern zu gewährleisten. Durch die Speicherung der Daten auf kompatible Datenträger kann die Auswertung auf jedem zur Verfügung stehenden Computer durchgeführt werden. Zur Anwendung kommen digitale Glättungs-, Filter- und Korrelationsprogramme.

Die entwickelte Meßanlage ist auf mehreren Expeditionen mit den Forschungsschiffen "Meteor" und "Poseidon" eingesetzt worden. Aus der Norwegisch-Grönländischen See, der Westlichen Ostsee und dem Kattegat liegen Geschwindigkeitsprofile von einer Vielzahl von Kastenlotkernen vor. Neben den Wellengeschwindigkeiten wurden außerdem die Scherfestigkeit, die Dichte bzw. Porosität und die Korngrößenverteilung bestimmt.

Die Höhe der P-Wellengeschwindigkeit variiert bei den Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See im allgemeinen zwischen 1400 - 1800 m/s. Die Kerne aus der Westlichen Ostsee und dem Kattegat zeichnen sich dagegen durch einen relativ ruhigen Verlauf der P-Wellengeschwindigkeit aus. Die P-Wellengeschwindigkeit des Sediments nimmt hier annähernd den Wert der P-Wellengeschwindigkeit des Porenwassers (1480 m/s) an. Die Scherwellengeschwindigkeit von drei Kernen aus dem Kattegat liegt meist zwischen 20 und 40 m/s, wobei ein stetiges Ansteigen mit der Teufe festzustellen ist. Eine deutliche Korrelation der Scherwellengeschwindigkeit mit der Scherfestigkeit ist zu beobachten. Die Scherwellengeschwindigkeit und die Scherfestigkeit eines Kernes aus der Grönländischen See zeigen ähnlich Zusammenhänge wie bei den Kernen aus dem Kattegat.

THE STRUCTURE OF THE BARENTS SEA SEDIMENT FAN

Vanneste, K. (at: Renard Centre of Marine Geology, Gent, Belgium)
Theilen, F. & Matuschke, D. (both at: Inst. of Geophysics at the
Christian-Albrechts-University Kiel)

Abstract

The structure of the Barents Sea Sediment Fan has been investigated by reflection seismic methods during the "Meteor" cruise M 7/2 in 1988. Eight sequences could be identified. In the Miocene offlap-structures were mainly oriented from the NE to the SW indicating that the main sediment transport occurred through the Storfjord Channel. At the end of Miocene two depocentres could be observed off the Storfjord Trough as well as off the Bear Island Trough. At the beginning of Pliocene strong sediment slides and slumps are predominant over the central part of the sediment fan. In Pliocene and Pleistocene the main depocentre is situated off the Bear Island Trough with general offlap-configuration directed to the NE. This indicates that the sediment supply area is situated in the southern part of the Barents Sea. No distinct channels or canyons could be observed with the exception of one in Pliocene time, which has depth of about 60 metres and is more than 60 km broad.

1. INTRODUCTION

The Barents Sea includes one of the widest continental shelves in the world. The majority of the Barents Sea is contained between 70° and 80° N and between 16° and 60° E. At 40° E the shelf reaches a width of over 1500 km.

The following bathymetric features of the Barents Sea are described by Perry (1986). The seafloor is slightly inclined from west to east with bottom depths generally varying from 100 to 300 m. However, there are many localised banks and depressions within this sea. The water depth exceeds 400 m in two NE trending troughs: the Storfjord and Bear Island Trough. The Bear Island Trough lies south of the Spitsbergen Bank and is about 720 km long; one portion of the trough near Bear Island is over 500 m deep. Storfjord Trough lies between Spitsbergen Bank and Svalbard.

Most of the Barents Sea is underlain by Mesozoic sediments (Faleide & Gudlaugsson, 1981). In Cenozoic times a thick sedimentary wedge has been deposited along its western margin, which extends approximately 1000 km between 70° and 79° N.

The thickness of the sediments attains seven km opposite the Hornsund Fault Zone (Myhre et al., 1982). They consist of a series of prograded beds with local erosion and redeposition indicative of continuous outbuilding and seaward migration of the shelf edge (Eldholm & Ewing, 1971).

Sediment fans received a much greater amount of clastics than surrounding regions in the same period of time, so that seismostratigraphic analyses can reach a higher resolution. More, but probably less pronounced unconformities can be detected.

The wedge of the Western Barents Sea Margin provides a record of middle to late Tertiary sedimentation which has not been observed on land nor on most of the Barents Shelf.

Fig. 1 shows the structural outline of the region, as well as the location of the high resolution seismic profiles used in the present study. These seismic data were obtained 1988 during a cruise with the RV "Meteor".

Emphasis was laid upon N-S profiles, running approximately parallel to the shelf break, to reveal the transverse structure of the fan in greater detail, as the cross-structure of the fan is relatively simple and much better known.

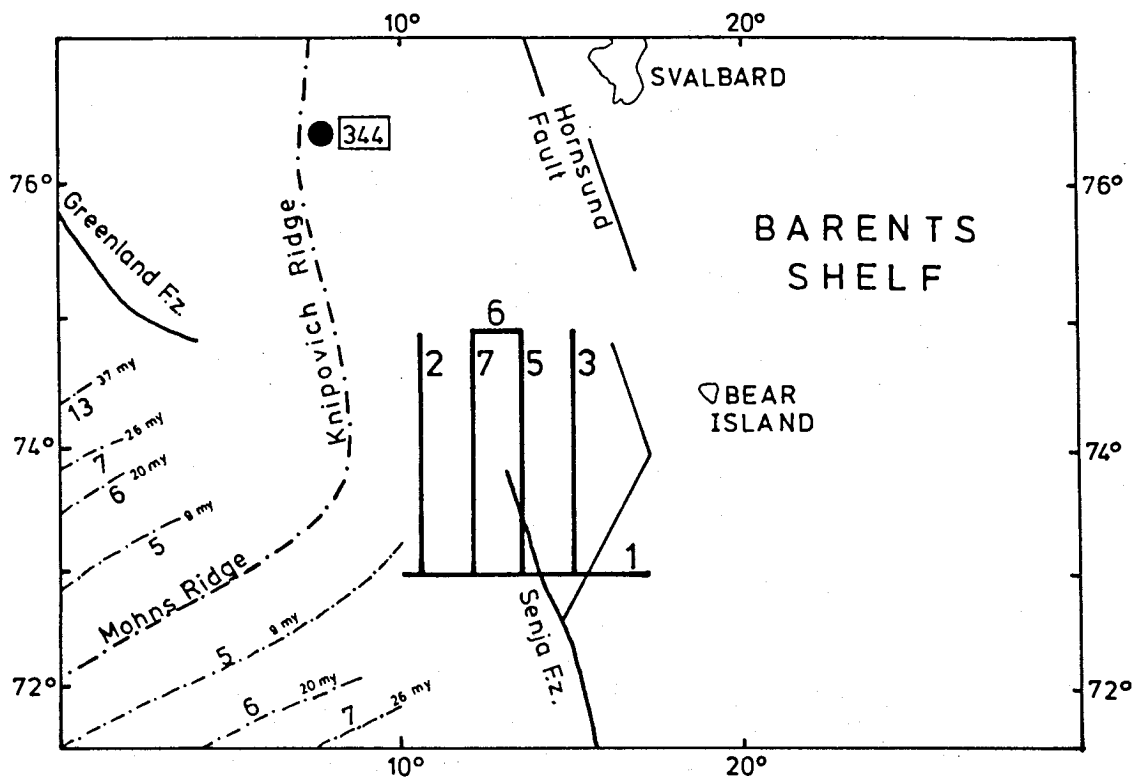


Fig. 1: Structural map of the western Barents Shelf with profile locations and position of DSDP Site 344 (after Spencer et al. 1984).

2. PLATE TECTONIC EVOLUTION

History prior to break-up

A brief overview of the rather complex history prior to continental break-up was given by Rønnevik and Jacobsen (1984). On the Barents shelf deposition of sediments started at least in the Carboniferous period. Rønnevik (1982) interpreted the oldest sequence that can be mapped regionally to be of Upper Devonian to Lower Carboniferous age. These sediments were deposited in fault-bounded basins, created during a Late Paleozoic tectonic phase. Subsequently, the whole area underwent epirogenic subsidence as one basin in the Upper Carboniferous and Lower Permian, with sedimentation gradually smoothing the relief.

In Middle Permian times the western edge of the Barents Sea basin was uplifted. Early Middle Kimmerian wrenching in the western and northern Barents Sea formed a system of basins and intrabasinal ridges.

It is assumed that a plate tectonic movement of Greenland in the late Early Cretaceous (Aptian to Albian) has induced transpressional folding at Svalbard in the north and the development of a rift system extending from the Rockall Trough to the southwestern Barents Sea (Hanisch, 1984). That cross-cuts the older basins in that area. Regional subsidence and marine sedimentation followed during Upper Cretaceous and Paleocene time.

Continental break-up and sea floor spreading

In early Tertiary times sea floor spreading definitively started, leading to the opening of the Norwegian-Greenland Sea. The western margin of the Barents Sea developed as a passive margin and started to subside. A thick wedge of sediments was deposited along the whole margin.

The base of the wedge is time-transgressive from south to north, corresponding to the northward migration of sea floor spreading in the Norwegian-Greenland Sea (Myhre et al., 1982).

Generally the sediments attain their maximal thickness at the transition between oceanic and continental crust (Faleide et al., 1988), where thermal cooling and contraction have been maximal. The opening of the Norwegian-Greenland Sea is thought to have passed through four major stages, as pointed out by Myhre et al. (1982), and summarised by Eldholm et al. (1984), Spencer et al. (1984), Dowling (1988) and others.

(1) There is general agreement (e.g. Talwani & Eldholm, 1977) that the present sea floor spreading in the Norwegian-Greenland Sea started during the time interval between formation of magnetic anomalies 25 and 24, i.e. at 53 Ma (Early Eocene), according to the Harland et al. (1982) time scale. Spreading initiated south of the Greenland-Senja FZ about 70° - 72° N. Greenland moved in a NNW direction relative to Eurasia, along the Greenland-Senja FZ this movement was taken up by dextral strike-slip between the Greenland and North-European plates. This strike-slip affected all of the western margin of the Barents shelf.

(2) Spreading extended north of the Greenland-Senja FZ up to the Hornsund fault zone (approx. 74° N) at about anomaly 21 time (48 Ma, Middle Eocene). Dextral strike-slip movements continued along the Hornsund fault zone, with transpression causing folding and thrusting in Western Spitsbergen (Faleide et al., 1988). It seems that the initial oblique termination of the spreading axis against a major continental shear zone (the Senja-Hornsund alignment) has led to the creation of a series of oceanic transform faults (Doré & Gage, 1987). This concept was outlined by Bonatti & Crane (1984) upon analogous observations in the Central Atlantic region. The oblique intersection of a mid-ocean ridge and a shear zone leads to compression on one side of the intersection and to extension on the other. Due to deviatoric stresses, the spreading centre will be deflected along the trace of the shear zone, resulting in the progressive -in this case westward- migration of the spreading centre along a series of transform faults, bounding small en échelon spreading centres contained within the former shear zone.

(3) A major change in the pole of rotation at about anomaly 13 time (37 Ma, Early Oligocene) caused the relative movement between Greenland and Eurasia to become almost WNW. This direction is clearly expressed in the azimuths of the younger fracture zones. This change in spreading direction is associated with the cessation of spreading in the Labrador Sea, with the Greenland plate becoming part of the North American plate (Kristoffersen & Talwani, 1977; Srivastava, 1978). The relative movement between Greenland and Eurasia reoriented counterclockwise, following the overall movement between North America and Eurasia (Nunns, 1982). Spreading now took place along the entire plate boundary between Svalbard and Greenland.

(4) The asymmetric location of the presently active Knipovich Ridge suggests recent changes in the location of the plate boundary north of the Greenland-Senja FZ:

- (i) the spreading axis has migrated eastwards
- (ii) the present axis is not older than 5-6 Ma
- (iii) even more recent changes may have occurred (Sundvor & Eldholm, 1979).

However no linear magnetic anomalies have yet been identified in the Norwegian-Greenland Sea north of the Greenland-Senja FZ, so that the opening history is still speculative to some degree.

Ocean-continent boundary

It has been suggested that the Senja FZ demarcates the boundary between oceanic and continental crust (Talwani & Eldholm, 1973). It coincides with a prominent gravity high, interpreted by Talwani & Eldholm to represent the ocean-continent boundary. Seismic reflection data have revealed basement relief at the fracture zone (Faleide & Gudlaugsson, 1981)

The Hornsund Fault Zone is a NNW trending lineament which truncates the structurally elevated Svalbard Platform (Dowling, 1988). Myhre et al. (1982) proposed that the fault zone was composed of three subparallel segments. The central segment was shifted about 20 km to the east. South of latitude 78°N the fault zone is associated with a prominent elongate gravity maximum on the central shelf (Myhre et al., 1982).

The Hornsund Fault Zone, too, is thought to delineate the ocean-continent boundary (Sundvor & Eldholm, 1976; Myhre et al., 1982; Myhre, 1984). Vogt et al. (1978) on the contrary suggest that the ocean-continent boundary runs west of the Hornsund Fault Zone.

The southern segment of the Hornsund Fault Zone and the Senja Fracture Zone are linked together by a NE trending fault southwest of Bear Island (Bjørnøya). This connecting fault represents a rifted margin segment that developed during Eocene and Early Oligocene times when a rifted basin opened north of the Greenland-Senja FZ (Myhre et al., 1982).

3. SEISMIC STRATIGRAPHY

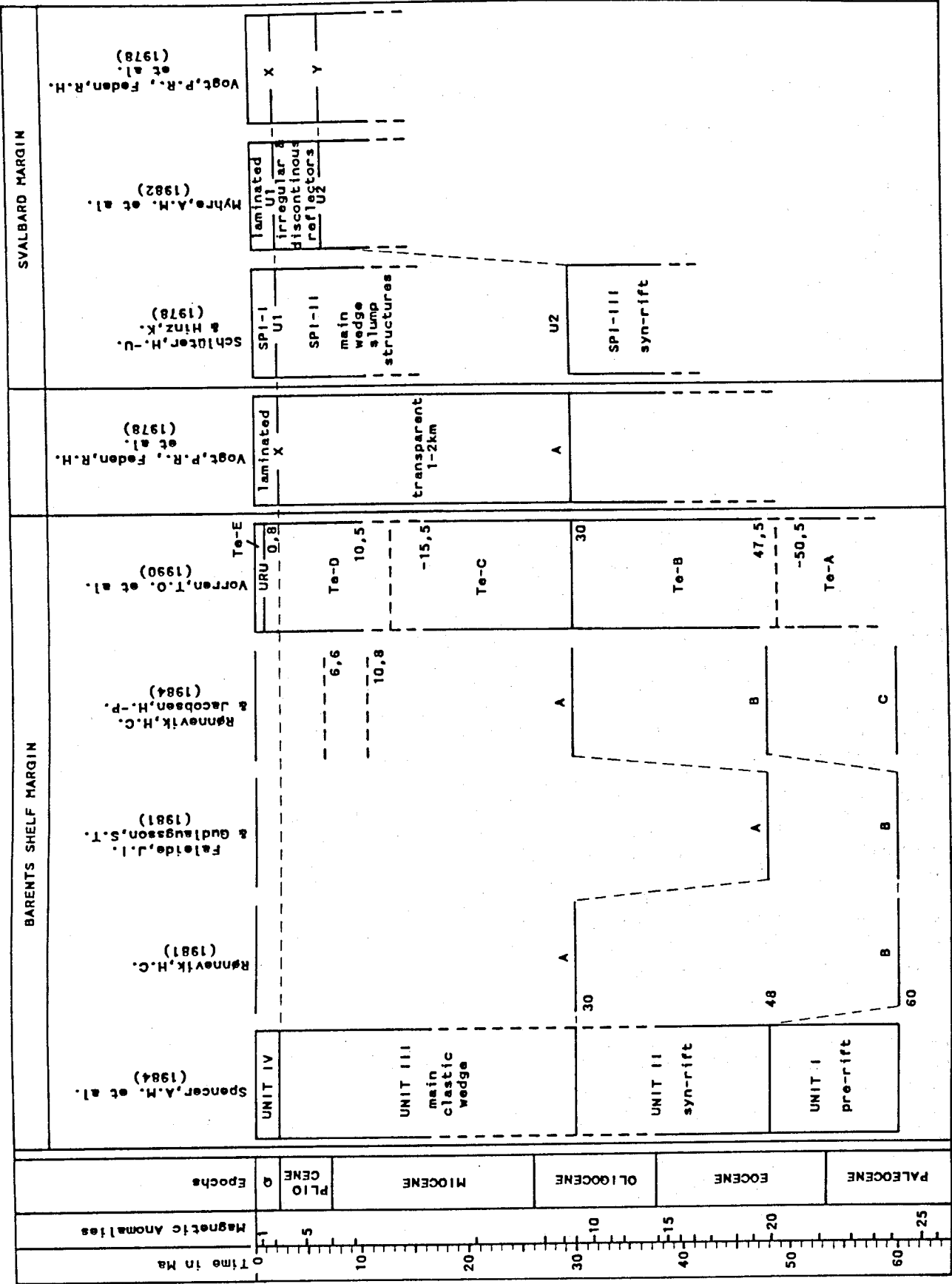
Overview of previous work

The Barents-Svalbard Margin has been covered by a lot of multichannel reflection seismic profiles during the last 15 years. Line drawings were published by, amongst others, Hinz & Schlüter (1978), Sundvor & Eldholm (1979), Rønnevik (1981), Faleide & Gudlaugsson (1981), Myhre et al. (1982), Rønnevik & Jacobsen (1984), Spencer et al. (1984), and Vorren et al. (1990). It should be noticed, however, that a detailed seismic stratigraphic analysis of the thick Cenozoic wedge has not been presented up to now. This is certainly due to the lack of deep drillholes in the area. The few unconformities and sequences that have been recognized have not only a variety of names, but are also attributed to different ages. Furthermore, it seems to be difficult to correlate the reflectors recognized in the north (Svalbard Margin) with those defined near Bear Island. The following stratigraphy of the Barents-Svalbard Margin is summarized in Tab. 1.

1. Barents shelf margin: 70° - 75° N

A stratigraphic analysis of the Cenozoic sediment wedge was given by Spencer et al. (1984), mainly for the region of the Troms I commercial area. This analysis was further updated by Vorren et al. (1990). Interpretations for the region of basins and ridges in the SW Barents Sea were carried out by Rønnevik (1981), Faleide & Gudlaugsson (1981), Rønnevik & Jacobsen (1984) and by Faleide et al. (1984). These authors also show line drawings of profiles crossing the sedimentary fan sequence, but did not attempt to assign ages to the several reflectors recognized, except for the lowermost reflector. Spencer et al. (1984) could divide the overall wedge into four major units, however, only the three youngest of them are recognized west of the Senja Ridge.

The late Paleocene to early Eocene UNIT I is underlain by a basal Tertiary unconformity, truncating a suite of pre-Tertiary fault blocks and corresponding to a major early Paleocene (probably Danian) hiatus. The erosion resulted from uplift along the margin. The unconformity marks the change from pre-Tertiary shelf sedimentation to the accumulation of late Paleocene bathyal mudstones. Unit I extends westward towards the present shelf edge. It accumulated during phases of regional subsidence which just pre-dated the initiation of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland Sea by 53 Ma.



Tab. 1: Summary stratigraphy of the Barents and Svalbard Margin. Magnetic Anomalies from Heirtzler et al. (1968).

The overlying early Eocene to Oligocene UNIT II is mainly developed in the Tromsø Basin, east of the Senja Ridge. The Unit I/II boundary is located within the early Eocene.

UNIT III, a major westerly thickening and dipping prograding clastic wedge of Miocene to late Pliocene age, is largely restricted to the outer area of continental shelf and slope. The Unit II/III boundary again constitutes a major hiatus, which was dated as early Eocene to Miocene in the Troms I area. But, as Spencer et al. (1984) correctly suggest, the base of Unit III becomes older down dip to the west due to its onlapping character and wedge-like form, placing the Unit II/III boundary within the Oligocene. The boundary thus probably corresponds to the major mid-Oligocene sea level fall (30 Ma) of Vail et al. (1977).

UNIT IV is of Plio-Pleistocene age and exhibits the same sedimentation pattern as in Unit III, although these sediments extend across the whole of the Barents shelf. The main Cenozoic wedge thus was formed since Oligocene times, when spreading occurred west of the whole Barents shelf margin. The sediments were derived from an emergent Barents Sea, east of the sedimentary wedge. Spencer et al. (1984) also tried to correlate their results with reflectors published by Faleide & Gudlaugsson (1981), Rønnevik (1981) and Myhre et al. (1982). The youngest reflectors mentioned by these authors are called A and B. Rønnevik (1981) proposed that reflectors A and B relate to the global eustatic sea level falls at 30 Ma (mid Oligocene) and 60 Ma (mid Paleocene) respectively. Faleide & Gudlaugsson (1981) suggested a mid Eocene age for reflector A. A few years later these ages were slightly modified: both Rønnevik & Jacobsen (1984) and Faleide et al. (1984) assigned the age of 30 Ma to reflector A and the age of 48-49 Ma to reflector B. Faleide et al. (1984) report that the A-B sequence shows evidence of initial progradation, erosional channels and local unconformities, and interpret this unit as syn-rift sediments. The post-A sediments form a huge prograding wedge. According to Spencer et al. (1984) the A-B sequence corresponds to their Unit II. In their diagram Rønnevik & Jacobsen (1984) also show further major unconformities at 10.8 and 6.6 Ma.

Vorren et al. (1990) mainly referred to the results of Spencer et al. (1984). They were able to divide the sedimentary wedge on the south-western Barents Sea margin into four prograding sequences called Unit TeB (oldest), TeC, TeD and TeE (youngest), separated by three regional unconformities caused by periods of low relative sea level stand.

Unit TeA, which corresponds to Unit I of Spencer et al. (1984), can be correlated to the late Paleocene to early Eocene homogenous, bathyal mudstone sequence in the Hammerfest and Tromsø Basins. Base-Unit TeB is the lowermost Tertiary reflector showing profound erosion. This reflector is believed to correlate to the initiation of seafloor spreading north of 72° N in the period 47.5-50.5 Ma in the early Eocene.

Unit TeB (Unit II of Spencer et al., 1984) is mainly restricted to the ocean-continent boundary. To the west this unit mainly consists of sediments deposited by mass movements from the continental margin (from the fault zone itself or from the adjacent areas to the east: the Stappen High) into the newly formed basin.

Base-Unit TeC forms an angular unconformity separating eroded strata from overlying onlapping and downlapping strata, becoming conformable towards the west. Seismic evidence indicates that this phase of erosion was caused by a major fall in relative sea level, probably the mid-Oligocene sea level fall of Vail et al. (1977) at 30 Ma. At this time, the shelf edge was located near the Senja Ridge.

Unit TeC consists of (from bottom to top):

- a lowstand fan systems tract, well developed on the continental rise and lower slope in the area west of the Stappen High, but poorly developed towards the south;
- a lowstand wedge systems tract, showing eastward marine onlap on the continental slope west of the Stappen High. This wedge was deposited during a period of relative sea level rise;
- a prograding sequence deposited along the entire margin, and indicating a relative sea level stillstand (or a slowly falling sea level).

Base-Unit TeD marks an angular unconformity separating eroded strata below from downlapping and onlapping strata above, and becomes conformable to the west. This unconformity was formed during a second major period of erosion on the paleo-continental shelf and upper slope, due to a low relative sea level stand. Correlation of this unconformity to the period 15.5-10.5 Ma (intra-Miocene) is favoured by the authors.

Unit TeD forms a prograding sequence over the entire margin. Sedimentation rates during deposition of this unit were twice as high as for the older sequences. This resulted in extensive slumping in the area of paleo-continental rise and lower slope, giving the unit a rather chaotic pattern on seismic profiles. The depocenter was in the southwest.

Base-Unit TeE correlates to the so-called Upper Regional Unconformity (URU) in the Barents Sea; this boundary represents the onset of glacial erosion on the Barents shelf, and separates variously dipping sedimentary rocks below from an overlying sequence of glacial sediments.

Unit TeE (Unit IV of Spencer et al., 1984) can be divided into four major subunits showing a stepwise progradation of the paleo-shelf edge towards its recent position. The thickness of this sequence varies between 0 and 300 m on the shelf, but increases to 1000 m or more on the shelf edge. Margin progradation was probably restricted to glacial intervals when the Barents Sea ice-sheet had a position at or near the shelf edge and the sediment supply was high; during interglacials and interstadials the continental shelf and shelf edge were probably characterised by starved conditions (Vorren et al., 1989).

The Bear Island and Storfjord Troughs were recognized as the main fluvial and glacial drainage systems since the erosion of URU.

2. Svalbard Margin: 74° - 79° N

Stratigraphic analyses for the margin further north are available from Schlüter & Hinz (1978), Vogt, Feden et al. (1978) and Myhre et al. (1982).

On land, the Paleogene Central Basin on Svalbard has been examined by Livshits (1970). The sediments on Svalbard were deposited in four major cycles. According to Rønnevik (1981) the bases of the two oldest cycles may correlate to interregional unconformities at 60 and 49 Ma; the base of the youngest may correlate to the interregional unconformity at 30 Ma, and the base of the second youngest may correspond to a sea level fall at 40 or 37 Ma.

The main sedimentary wedge of Svalbard reaches a maximum thickness of about 5 s TWT, which at least represents a sediment thickness of 7 km (Myhre et al., 1982). The sediments are well stratified, and single reflectors can be followed regionally. The upper sediments reveal a continuous outbuilding and a seaward migration of the shelf edge. In the northernmost part of the area the young sediments have overflowed the ridge and have been deposited in the present rift valley.

Schlüter & Hinz (1978) have determined three depositional sequences in this area. The oldest sequence SPI-III (Eocene to early-middle Oligocene) is characterised by syn-rift sedimentation. The upper boundary is an unconformity called U2. The exact age of this boundary is unknown but was thought to be of early to middle Oligocene age, as this coincides with an inflow of Arctic waters into the Norwegian-Greenland Sea. In view of the plate tectonic history the Svalbard Margin did not rift before anomaly 13 times, however, Myhre et al. (1982) state that the entire sediment wedge in front of the Hornsund Fault Zone was deposited since the mid-Oligocene. South of 76° N also early Eocene and Eocene deposits are postulated in addition to the sediments further north. Furthermore, the unconformity U2 as well as part of the underlying sequence extend onto the young axial mountains of the Knipovich Ridge, where the crust may be as young as 5-6 Ma old (Myhre et al., 1982). Thus, the sediments below U2 can hardly be older than late Miocene or even early Pliocene.

Sequence SPI-II (Miocene - Pliocene) is characterised by a chaotic internal reflection pattern typical of slump masses. Since geological evidence from Spitsbergen indicates uplift of the Svalbard Platform during this period, the sequence is interpreted as an allochthonous wedge of sediments derived from the Platform. The possible Miocene - Pliocene age is based upon results of DSDP-drillhole 344, 15 km east of the Knipovich Ridge. The upper boundary of SPI-II is a prominent unconformity called U1, which is probably of Pliocene age.

Sequence SPI-I is composed of Plio-Pleistocene deposits, and forms a prograding wedge beneath the present outer shelf and slope, slightly thinning to the north.

Vogt, Feden et al. (1978) recognized two reflectors, X and Y, which correspond to reflectors U1 and U2, respectively. Both reflectors are best developed north of 77° N, especially on the lower continental slope.

Results of the present study

1. General characteristics

The profile locations are shown in fig. 2. Indicated are also the seismogram-sections shown in the following figures. The seismic profiles show that the sedimentary wedge along the margin between 73° and 75° N reaches a thickness of more than 3 s TWT. The maximum thickness is still somewhat larger and is reached slightly westward of the assumed ocean/continent boundary. However, at this place, the sediment base is masked by sea bottom multiples. On the westernmost part of profile BEAR1 (fig. 3a,b) the thickness amounts about 1.3 s TWT.

The wedge underlies the outer shelf, the continental slope and the prominent continental rise. In general, the reflectors are fairly parallel and show good continuity. Unconformities are not easily detected, but become more pronounced in eastward (updip) direction.

A striking feature also is the presence of highly chaotic intervals in between acoustically laminated sequences, especially in the south of the region. On the two easternmost profiles erosional levees were detected in the upper part of the sediment pile.

The gross sedimentation pattern is offlap (prograding clinoforms), most clearly seen in the upper layers. This corresponds to a lateral filling of the newly formed basin. The clinoforms show small angles (1.1° at the offlap break to 0.2° basinward for the sea bottom) and are concave upward; the offlap break is fairly sharp. The offlap type cannot be determined unambiguously. The sharp offlap break in combination with the concave-upward configuration of all reflectors is indicative for tangential oblique offlap, while the presence of vertical aggradation is more favourable for sigmoid offlap, as is the low depositional angle. Perhaps this configuration corresponds to a form called complex sigmoid-oblique by Mitchum et al. (1977). Due to erosional truncation the offlap type is even more difficult to determine for the lower sequences.

According to Sangree & Widmier (1977) an oblique progradational facies is deposited under high energy circumstances and is characteristic of fluvial deltas and associated coastal-plain sediments. This offlap type implies a relative sea level stillstand or a slowly rising sea level with the sediment supply overwhelming the effects of the relative rise.

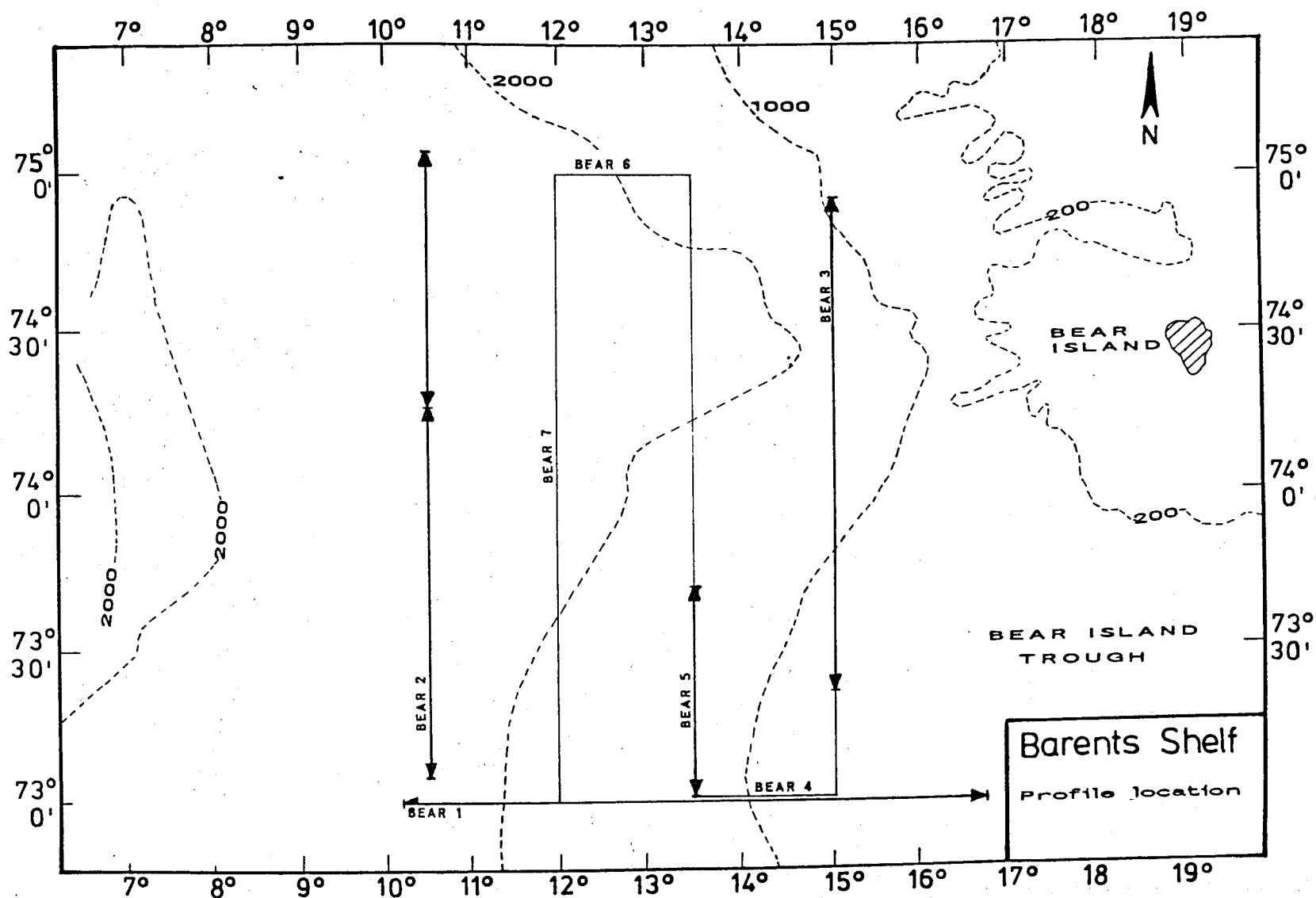


Fig. 2: Profile locations and the picked profile sections shown in fig. 3a,b; 5a,b,c,d; 8a,b and 11a,b.

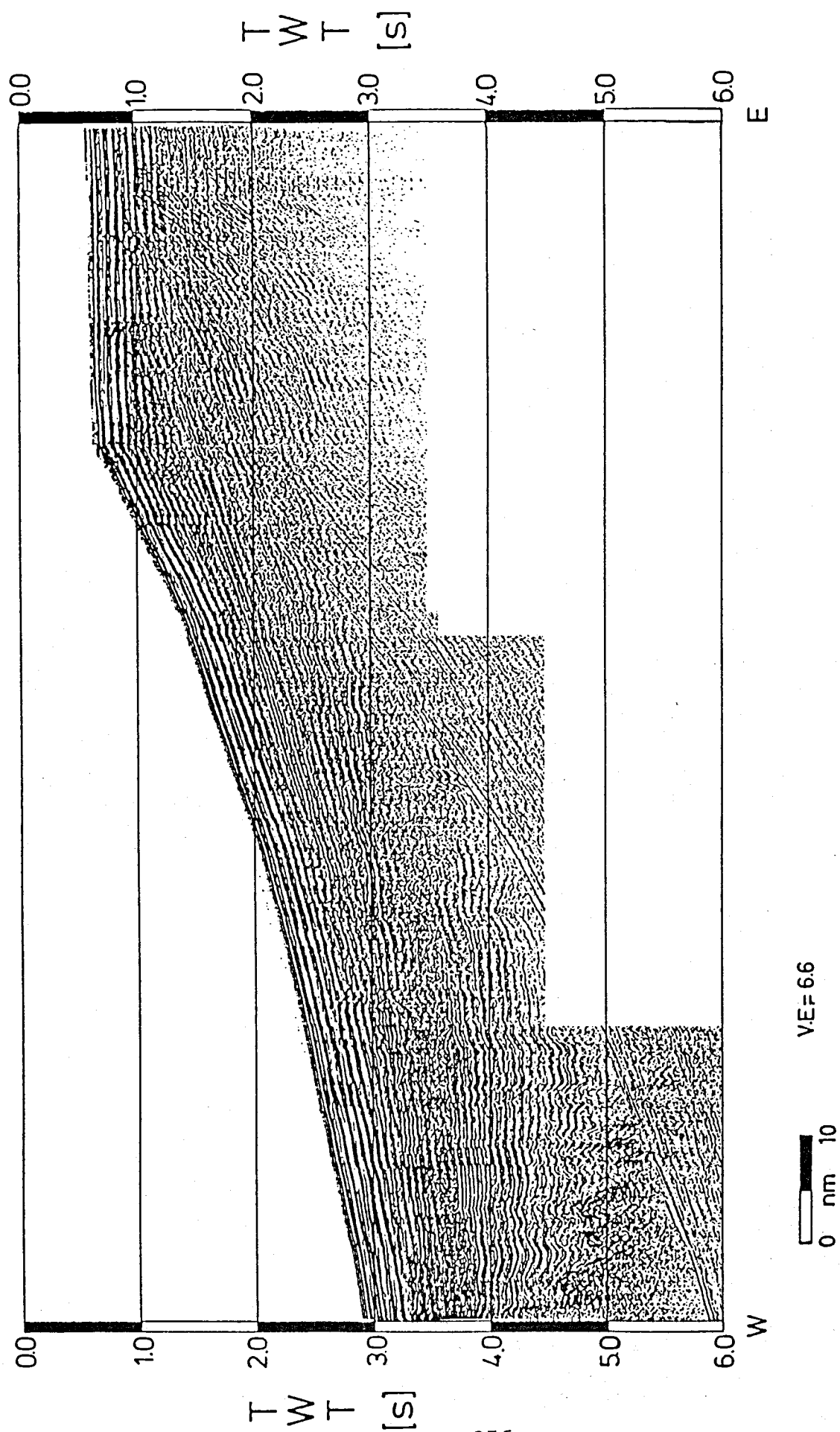


Fig. 3a: Seismic profile BEAR1.

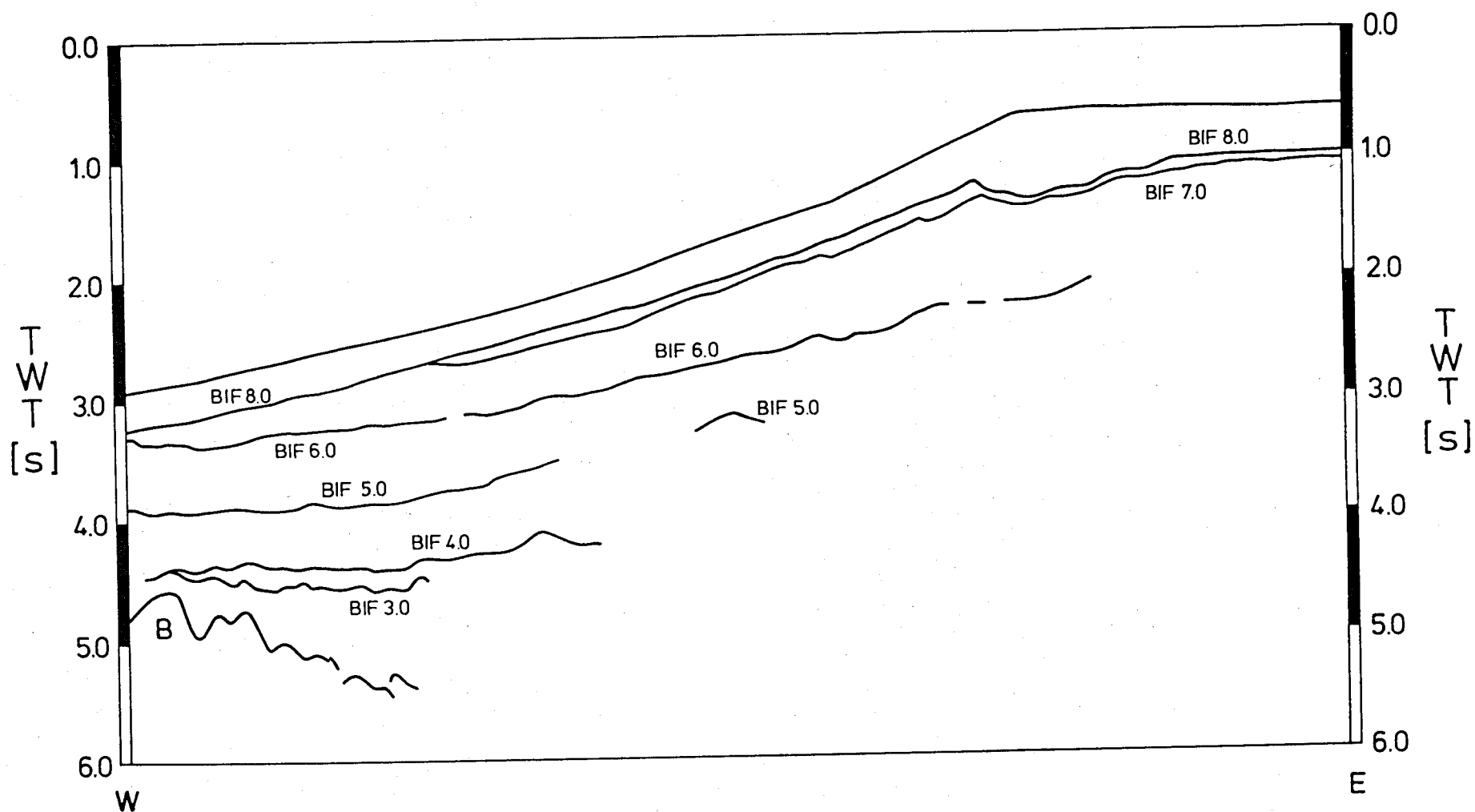


Fig. 3b: Line drawing of profile BEAR1 (see fig. 3a).

The sigmoid progradational facies (clinoforms usually $< 1^\circ$) indicates low energy and is typically deposited on the slope along continental margins. Undaform reflections merge with parallel shelf facies types; fondoform reflections may grade into sheet-drape facies on the basin floor. The vertical aggradation indicates a relative sea level rise.

The complex sigmoid-oblique offlap type of Mitchum et al. (1977) implies strata with a history of alternating upbuilding and depositional bypass in the topset segment, within a high-energy depositional regime.

Outer shelf, continental slope and continental rise represent different depositional environments. The following comprehensive description is from Stuart & Caughey (1977).

(1) The outer shelf is usually underlain by deltaic and delta-margin deposits. Shelf-platform sediments are mostly parallel-bedded and vary laterally in intensity and continuity. Reflectors underlying slope and rise are more uniform and laterally continuous.

(2) On the continental slope type of sedimentation, sediment thickness and geometry depend upon:

- rates of basin subsidence
 - eustatic sea level changes
 - sedimentation rate;
 - bottom-current erosion;
 - mass flow (slumps and slides) or turbidity current generation;
 - compaction;
 - upward salt or shale flowage.
- } = relative sea level changes;

Strong parallel-bedded reflector facies probably consist of turbidities, weak reflector facies of pelagic to hemipelagic muds; a near-chaotic facies suggests downslope sliding or slumping in response to gravitation instability caused by rapid deposition of muddy sediments. (Chaotic units commonly consist of sand in upper-slope occurrences, but probably are mud in downslope areas).

(3) On the continental rise slide activity occurred sporadically and alternates with quiescent periods of widespread turbidite and pelagic deposition. The lower continental rise-fan is smooth and of very low gradient; it shows lack of postdepositional sediment movement. Turbidity current and pelagic sedimentation primarily take place, resulting in layers with laterally continuous reflectors and thin reflectorless layers, respectively.

2. Seismic stratigraphic approach

In the present study every regional (i.e. present over the whole of the region) unconformity surface was regarded as a sequence boundary, what always is the first approach in a seismic stratigraphic study. Once this step has been carried out successfully, a more detailed analysis in terms of systems tracts can be performed.

The depositional sequences are numbered from old to young; unconformities are always numbered after the overlying unit, but their numbers are given a decimal point.

Furthermore, the reflectors get a label indicating the region where they were recognized. For the area studied here the label BIF is proposed, standing for Bear Island Fan. The present study revealed seven regional unconformities (labeled BIF 2.0 to BIF 8.0) in the sediment column above the basaltic basement, resulting in a subdivision into eight depositional sequences which were labeled BIF 1 to BIF 8 as shown for profile BEAR 1 (fig. 3a,b) and tab. 2.

The determination of the age of the unconformities is still tentative due to the lack of drillholes in the vicinity of the area under investigation. In previous publications by Spencer et al. (1984), Rønnevik & Jacobsen (1984) and Vorren et al. (1990) and others a framework has been established (tab. 1), allowing a correlation with new data. In addition relative sea level changes have been taken into account, although the curves by Vail et al. (1977) are still discussed (fig. 4).

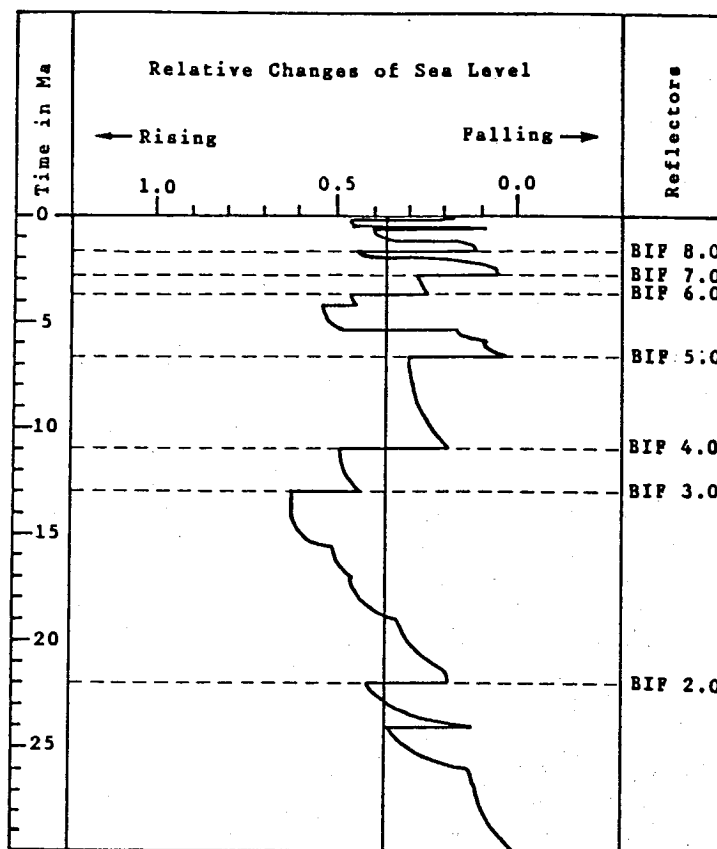


Fig. 4: Tentative correlation of the reflectors with the sea level curve of Vail et al. (1977).

Units	Reflection Configuration	Reflectors	Time in Ma	Epoches
BIF 8	-parallel laminated	seafloor		Q
BIF 7	-parallel laminated	BIF 8.0	1.6	
BIF 6	-parallel laminated variable in the S and SW	BIF 7.0	2.9	
BIF 5	-chaotic to reflection free in the S of the upper part of the sequence -laminated with local unconformities in the N of the lower part of the sequence	BIF 6.0	3.8	PLIOCENE
BIF 4	-laminated, local unconformities in the upper part of the sequence -reflection free to chaotic in the center of the area of the lower part of the sequence	BIF 5.0	6.8	
BIF 3	-parallel laminated	BIF 4.0	11.0	MIOCENE
BIF 2	-reflection free to rather chaotic	BIF 3.0	13.0	
BIF 1	-reflection character not clear	BIF 2.0	22.0	
		basalt		

Tab. 2: Depositional sequences and their reflection characters (BIF: Bear Island Fan).

Unit description

UNIT BIF 1

(1) The base of this lowermost unit is formed by the basaltic basement characteristic of the oceanic crust.

(2) The internal reflection character is not very clear. This is most probably due to unsufficient source energy (resulting in broad cycles and smeared-out reflections). At one place, the unit looks fairly regular laminated, but at most places no clear reflections are detectable.

(3) In the western part of the area the unit fills in the space between the pronounced basement highs, which are responsible for the big thickness variations of this unit: the thickness varies between 0 and more than 600 ms. The basement relief was present before deposition of unit BIF 1 took place. Vaulting of internal reflectors is most probably due to differential compaction.

(4) The age of the basement, which can be traced clearly on the profiles BEAR1 (fig. 3a,b) and BEAR2 (fig. 5a,b,c,d) in the western part of the area under investigations, can roughly be estimated from the magnetic anomalies (Spencer 1984). The profile sections in which the cristalline basement can be traced, cover an area between anomalies 5 and 6, representing an age of about 20 my. It has to be noted however, that the magnetic anomalies are not more clearly defined in this area.

UNIT BIF 2

(1) Reflector BIF 2.0 (base of unit BIF 2) is the lowermost unconformity detected by this study, but is probably not the deepest unconformity present in the area. The base of the sediment wedge is masked by multiple reflections and the energy is too low in penetration. Reflector BIF 2.0 can only be seen on profile BEAR7, where it shows a rather smoothed topography caused by differential compaction of the underlying unit. This smoothed topography is filled in by onlapping reflectors of the overlying unit; the relation to internal reflectors of the underlying unit is not clear.

(2) The internal reflection character of unit BIF 2 is not very clear due to insufficient source energy. There seems to be a gradation from almost reflection-free zones to rather chaotic zones. Only little internal reflectors can be recognized. They can be traced locally, but are not laterally continuous and disappear into the chaos. Two strong internal reflectors are detectable, but it was not possible to delineate whether they mark an unconformity or not.

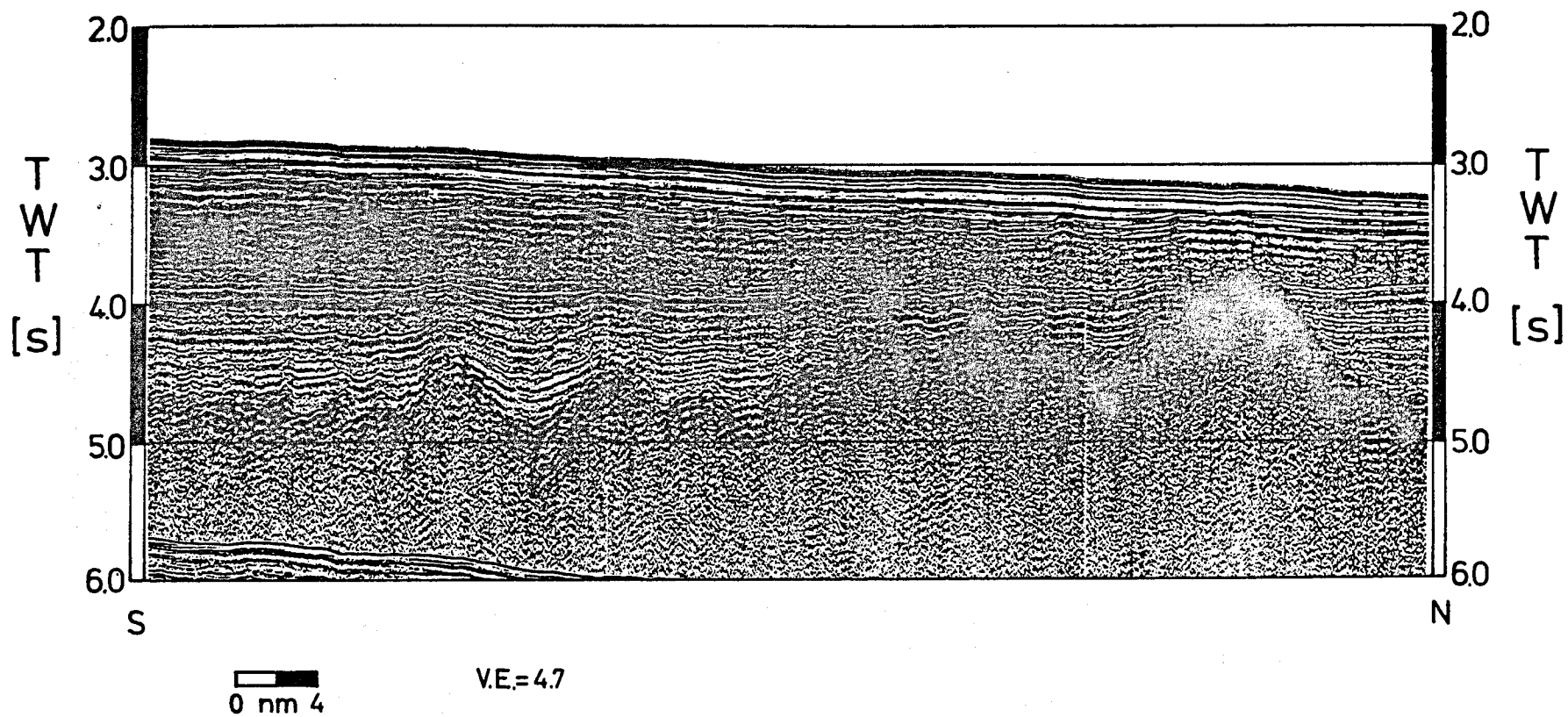


Fig. 5a: Part of seismic profile BEAR2 (73°05'-74°16'N).

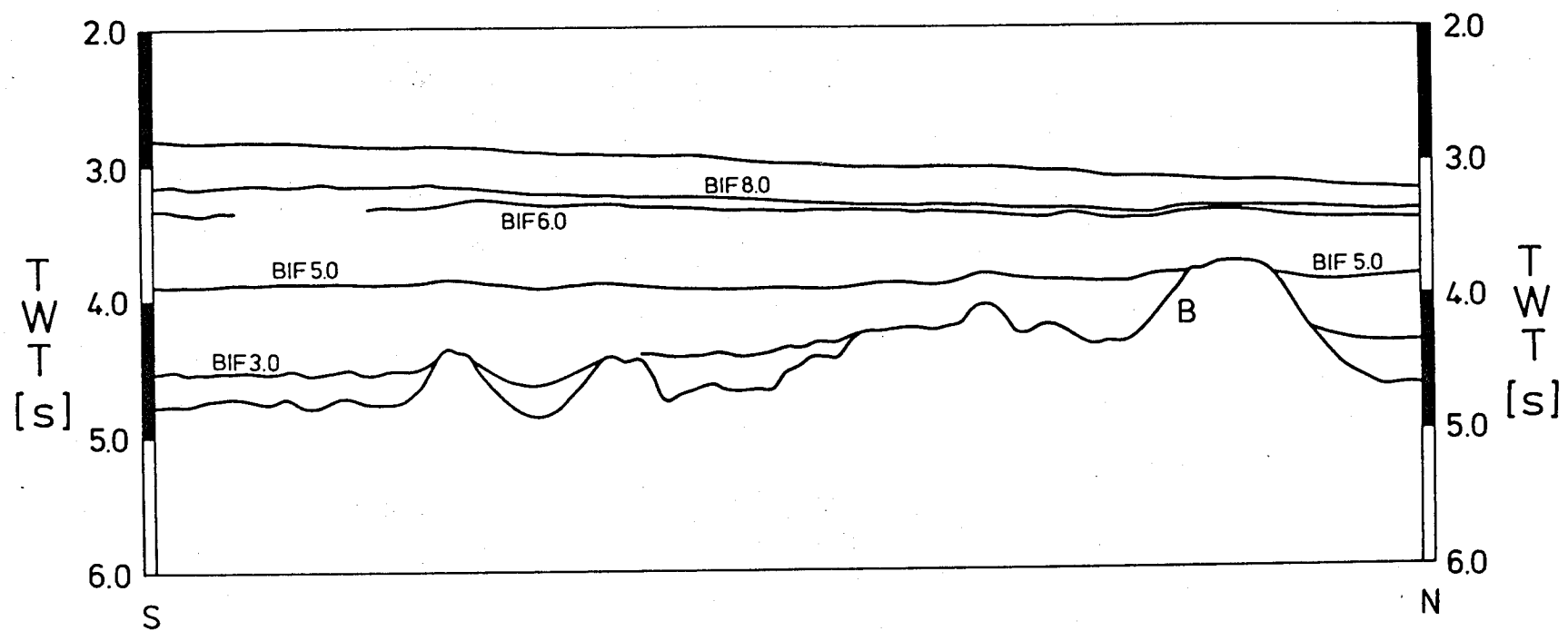


Fig. 5b: Line drawing of profile BEAR2 (see fig.5a).

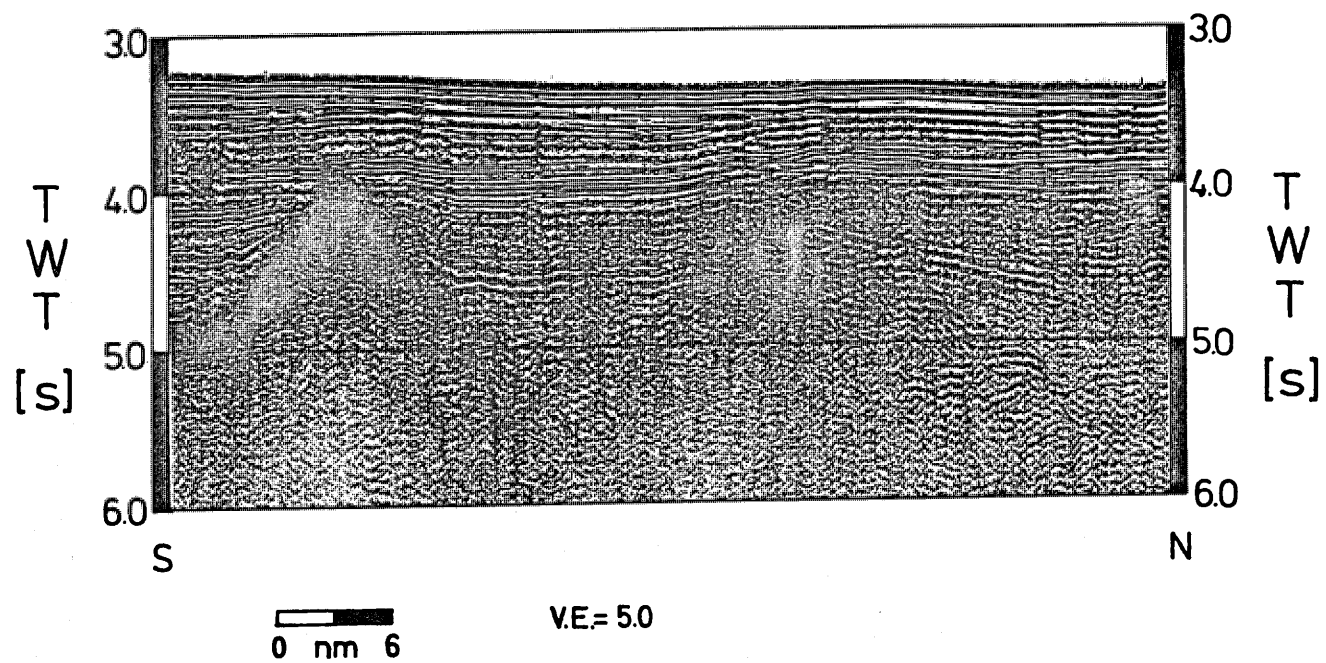


Fig. 5c: Part of seismic profile BEAR2 (74°16-75°07N).

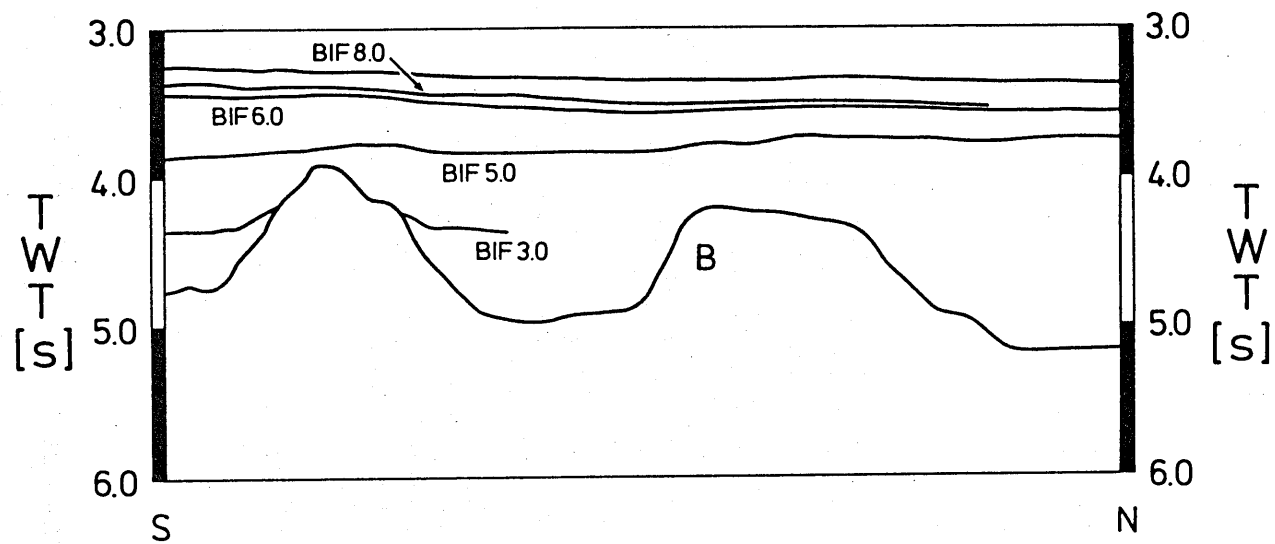


Fig. 5d: Line drawing of profile BEAR2 (see fig.5c).

(3) The thickness of unit BIF 2 can only be estimated from profile BEAR7, because only there the lower boundary was detected. The thickness varies between about 350 ms and 700 ms, the mean thickness amounts to 500 ms.

(4) The age of the reflector BIF 2.0 cannot be related to magnetic anomalies. A comparison with Spencer et al. (1984), Rønnevik & Jacobsen (1984) and Vorren et al. (1990) indicates, that it is younger than their unconformities attributed to the sea level low stand before 30 my. A comparison to the curve for the relative change of the sea level by Vail et al. (1977) (fig. 4) indicates an age of 22-24 my, when relative lowstands occurred.

UNIT BIF 3

(1) Reflector BIF 3.0 marks the lower boundary of unit BIF 3. Fig. 6 shows the depth chart of this reflector, which slightly erodes internal reflectors of unit BIF 2. It could be recognized all over the study area, except for the southeast, where the horizon disappears below the sea floor multiple. The horizon is fairly horizontal over the whole area. The geometrical configuration of the overlying layers is downlap in a SW direction in the north; where reflector BIF 3.0 has a more uneven character, infilling onlap of overlying reflectors is clear.

(2) The reflection configuration of unit BIF 3 is a parallel bedding. Amplitude and continuity become less towards the south.

(3) The thickness reaches 300 ms in the NE and decreases to approximately 100 ms in a SW direction. The isopach map (fig. 7) for summarized units between BIF 3.0 and the seafloor shows depositional maxima in the SW and in the NE of the area.

(4) The age of the reflector BIF 3.0 can only be estimated from lowstands in the sea level curve indicating an age of 13 my.

UNIT BIF 4

(1) The relation of reflector BIF 4.0 with internal reflectors of unit BIF 3 is erosive. Internal reflectors of unit BIF 4 show downlap against the base reflector towards the SW in the north of the area. In the rest of the area the most common relation is infilling onlap where BIF 4.0 shows some topography. Only profile BEAR3 (fig. 8a,b) shows reflectors onlapping towards the S and downlapping towards the N.

(2) Unit BIF 4 is laminated over most of the area with at least three local unconformities that could not be traced on all

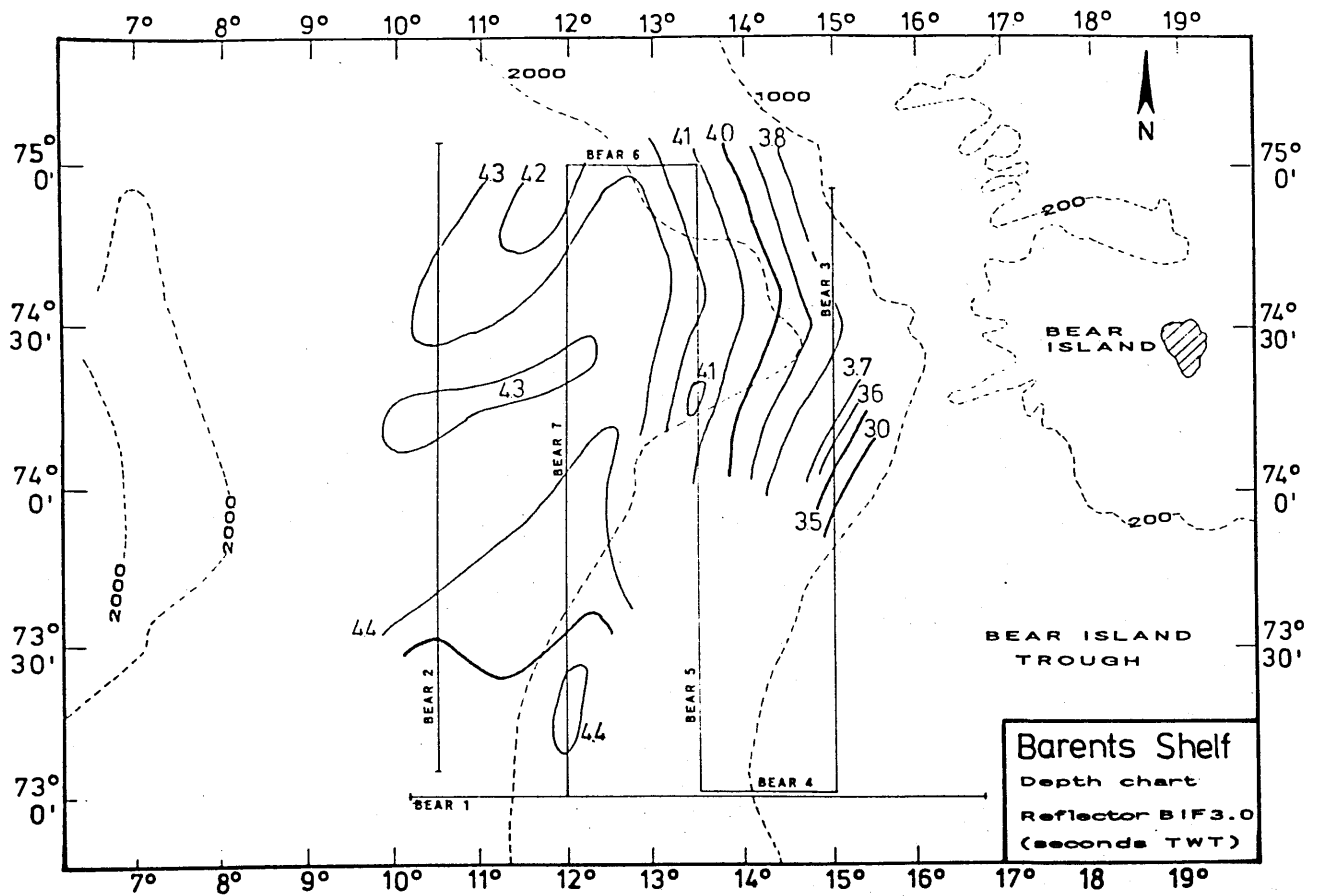


Fig. 6: Depth chart of reflector BIF 3.0.

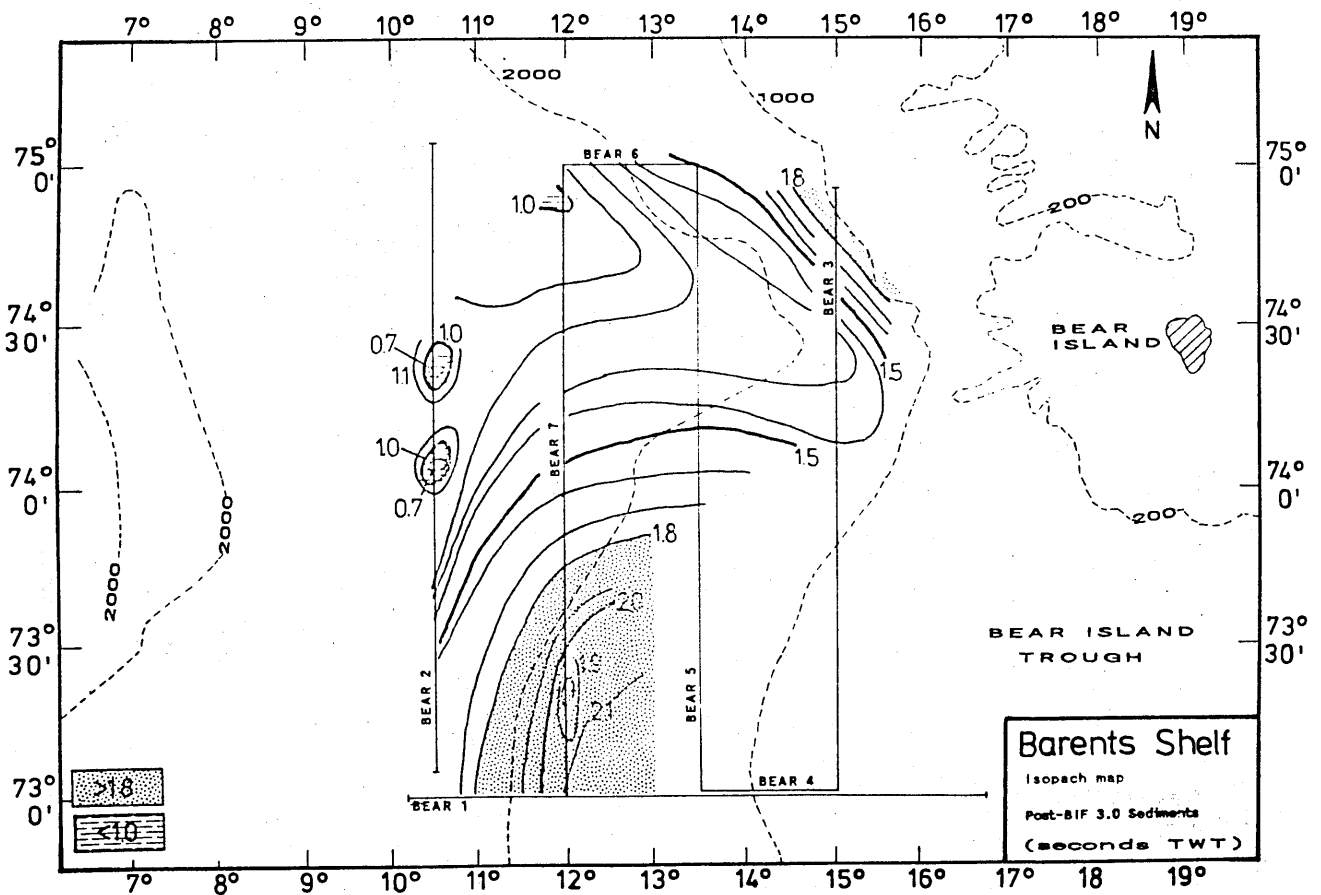


Fig. 7: Isopach map of post-BIF 3.0 sediments.

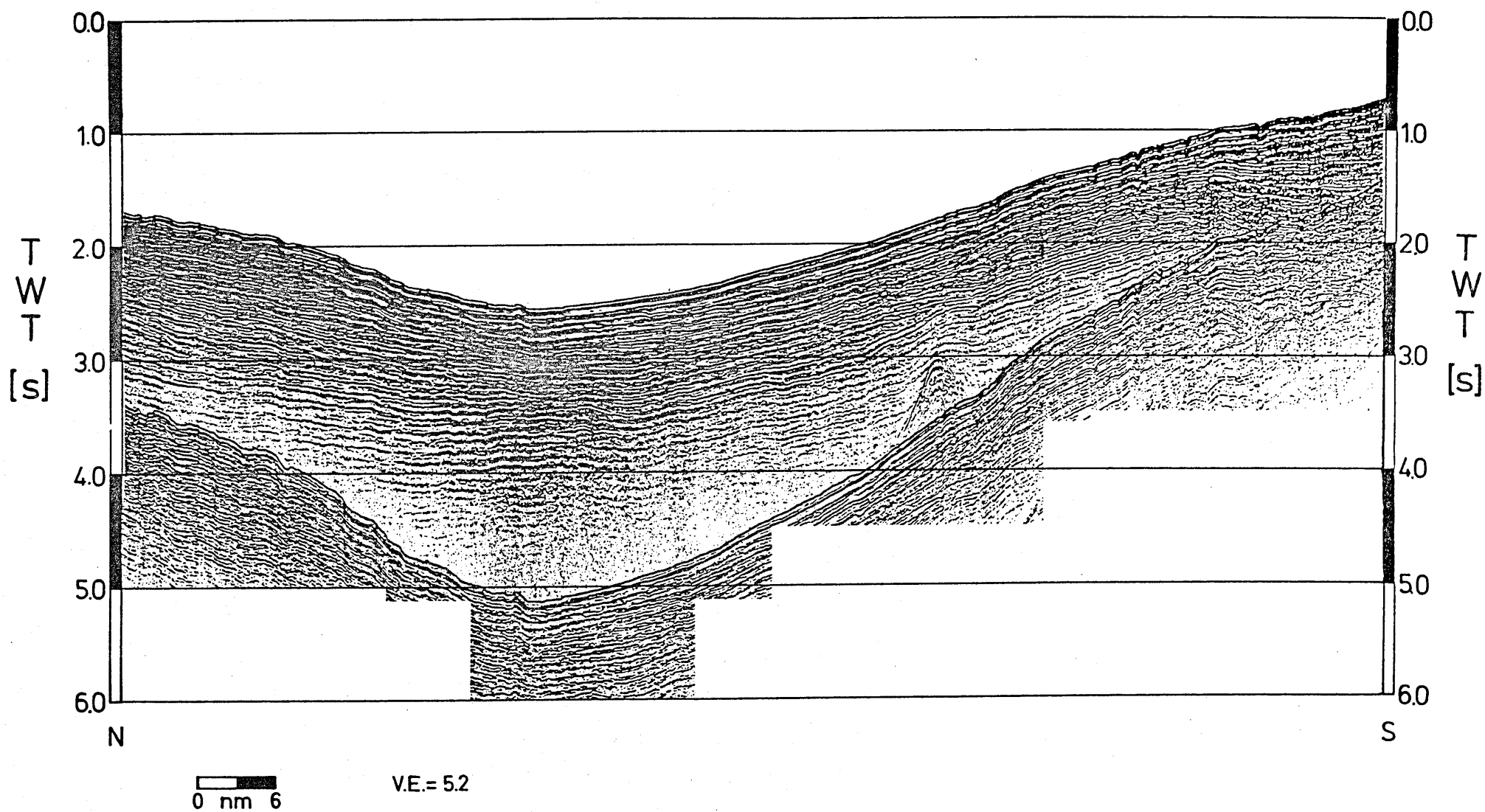


Fig. 8a: Seismic profile BEAR3.

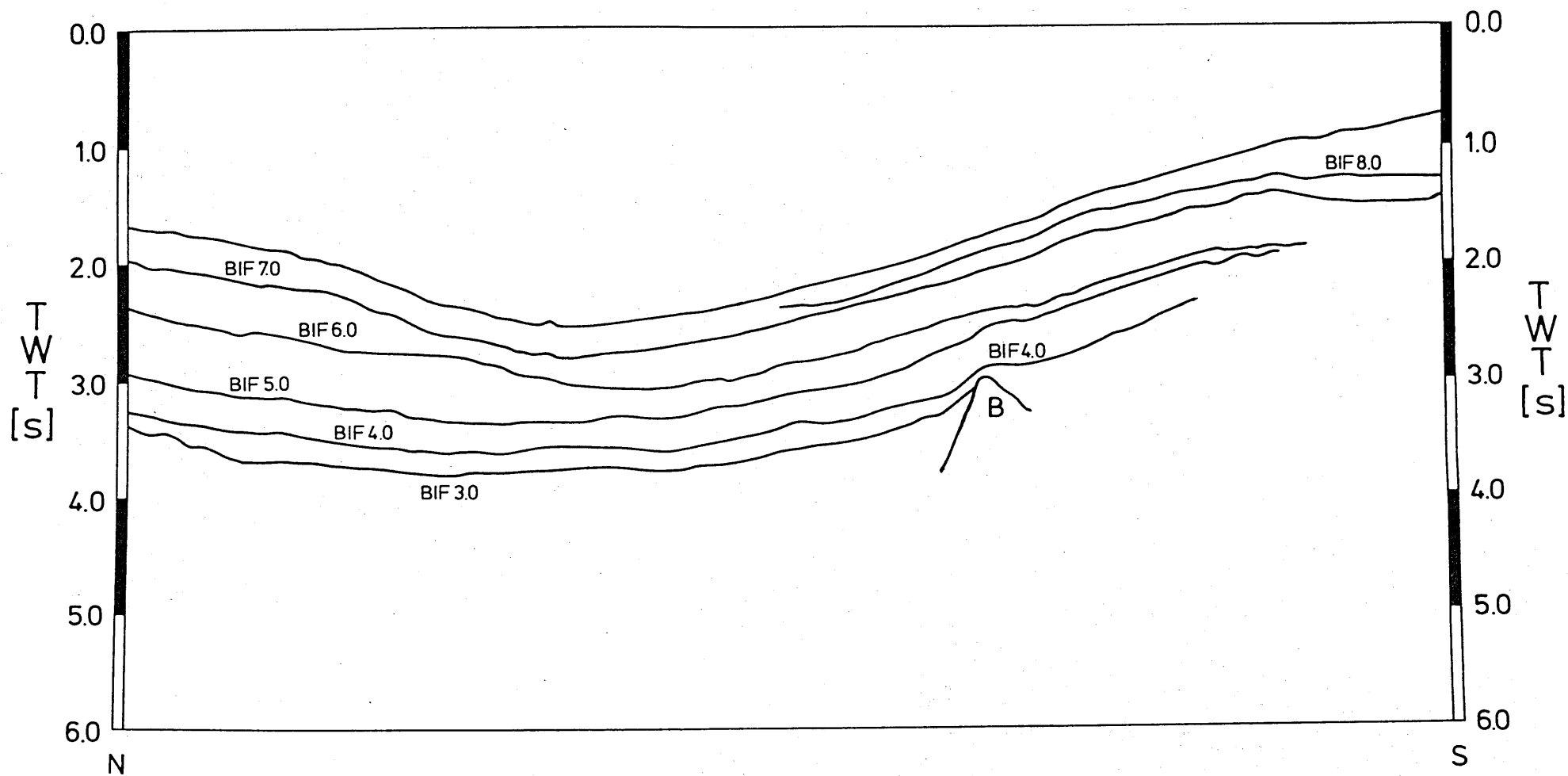


Fig. 8b: Line drawing of profile BEAR3 (see fig.8a).

profiles. The lamination is locally disturbed. In the centre of the area, the unit becomes reflection-free and even chaotic. Only one reflector can be traced through this zone. The reflection amplitudes become very weak in the SE of the area.

(3) The thickness of the unit varies between 300 and 650 ms. Isopachs were drawn for the interval consisting of both units BIF 3 and BIF 4. This isopach map (fig. 9) shows two depocentres (>800 ms), in the north and south respectively. In between the thickness becomes minimum (400 ms) along an axis approximately trending E-W. The two depocentres probably represent the mouths of two main sediment-transport channels: the Storfjord Trough in the north and the Bear Island Trough in the south of the area.

On the westernmost profile (BEAR2) some complications appear due to the presence of the above mentioned pronounced basement highs of volcanic origin piercing through the sedimentary units (fig. 5a,b,c,d). The sediments simply fill up the small basins between these highs, and in the middle of the profile units BIF 3 and BIF 4 are not present at all.

(4) Also the age of the reflector BIF 4.0 can only be estimated from the sea level curve of Vail et al. (1977), resulting as an age 11 my. Both, reflectors BIF 3.0 and BIF 4.0 may be identical with the reflector Te-C/Te-D described by Vorren et al. (1990), who attribute an age of 10.5 - 15.5 my to this horizon. A similar reflector was found by Rønnevik and Jacobsen (1984) with an age of 10.8 my.

UNIT BIF 5

(1) Reflector BIF 5.0 behaves erosive with respect to internal reflectors of the underlying unit. This boundary is especially striking in the SW of the area where it marks the bottom of a heavily disturbed, chaotic unit. At the southern end of profile BEAR7 and on the eastern part of BEAR1 (fig. 3a,b) reflector BIF 5.0 is also affected by the disturbances, and disappears. Except for the western part of the area the depth chart (fig. 10) of reflector BIF 5.0 shows approximately the same trend as for the seafloor, but shifted towards the east due to shelf progradation after deposition of BIF 5.0.

(2) The reflection configuration is clearly chaotic in the SW and W, grading into a reflection-free facies in the SE; in the N and E the unit is well laminated, and up to four internal unconformities with probably only local extension could be detected. Irregular zones of chaotic or no coherent reflectors are the result of downslope movement by a combination of slump and slide mechanisms.

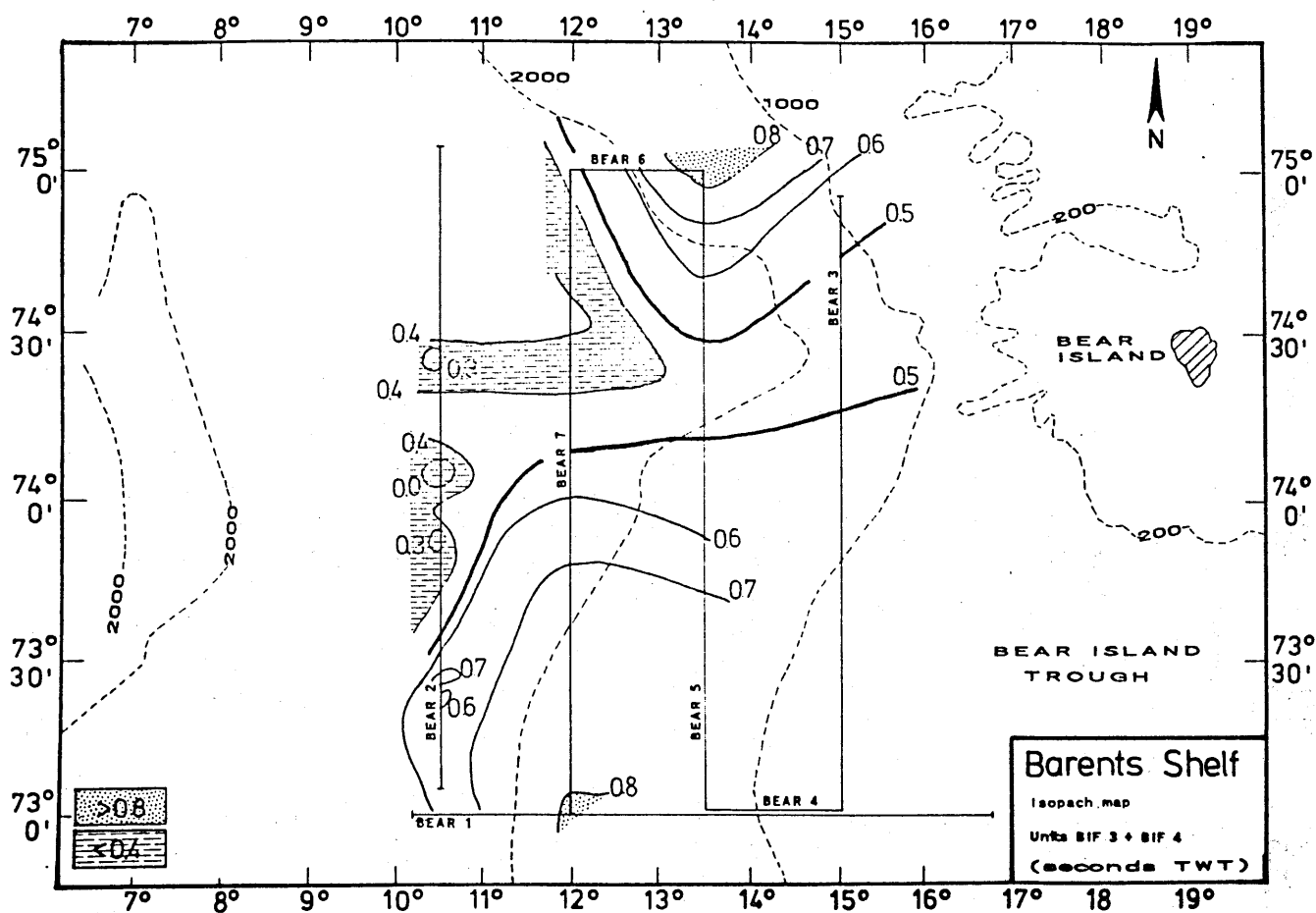


Fig. 9 : Isopach map of sedimentary units BIF 3 and BIF 4.

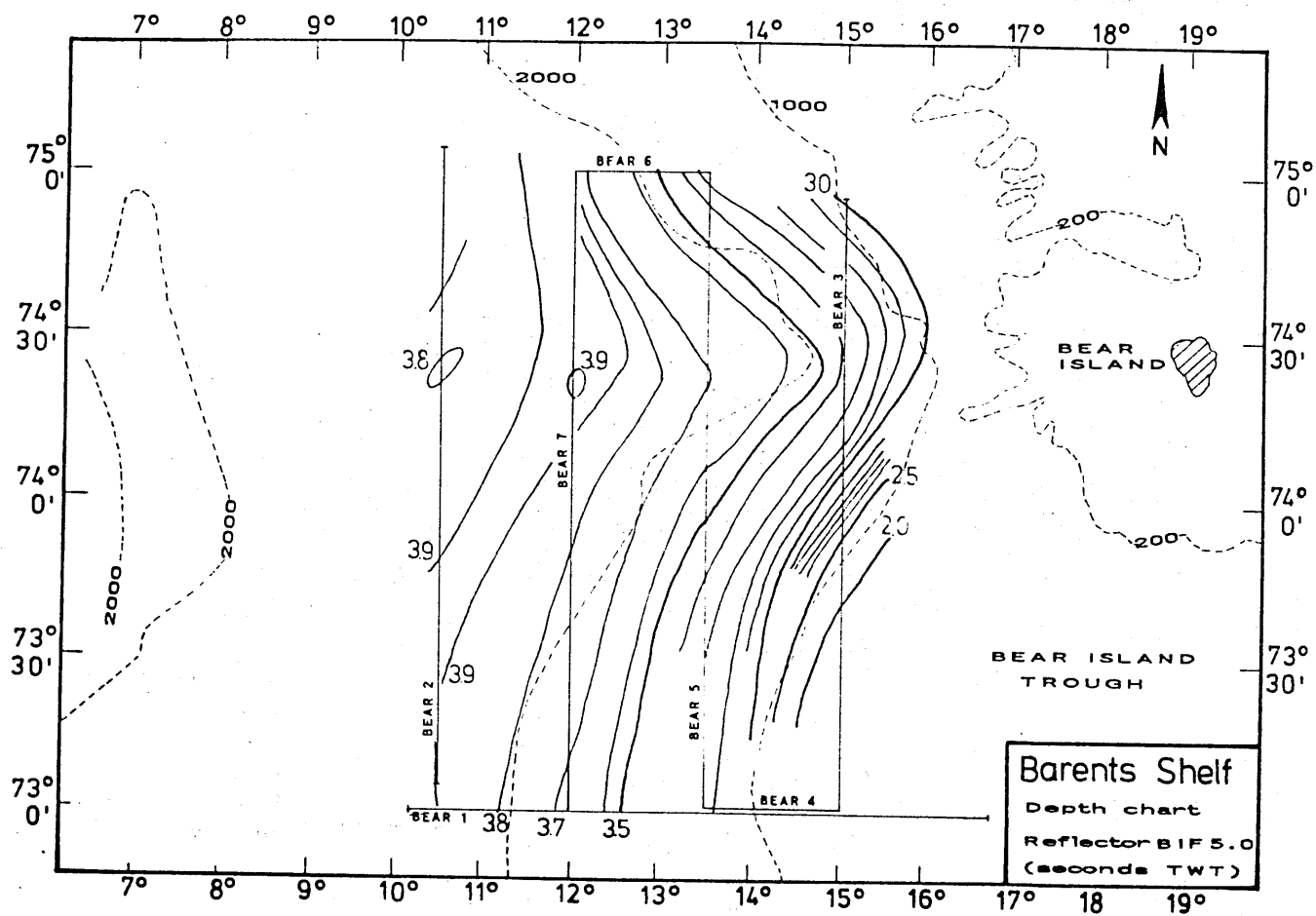


Fig. 10: Depth chart of reflector BIF 5.0.

The lower contact is commonly flat and sharp; the upper boundary can be flat and smooth when the debris slide was more fluid, but it is more commonly hummocky when the slide is formed from less fluid masses of coherent sediment blocks and mud (Stuart & Caughey, 1977).

Unit BIF 5 contains a very remarkable internal reflector. This reflector marks the top of a stratified lens on the western part of profile BEAR1 (fig. 3a,b). The 3.9 s TWT edge of the lens is clearly eroded away. The lens probably represents the remnants of a layer deposited over all of the continental slope and rise. Afterwards the layer was affected by slides and slumps redepositing the sediment in basinward direction, and giving rise to the chaotic reflection pattern observed around the lens. Perhaps the material within the lens was more consolidated than the rest of the layer.

In the centre of profile BEAR7 a similar situation is observed. There, too, an erosive edge (very similar to the ones observed on BEAR1) can be seen. The lens thickens towards the N and E; correlation of the lens surface along profiles BEAR6 and BEAR5 (fig. 11 a,b) suggests that the lens surface, and consequently the onset of a period of sliding and slumping, is diachronous. In the N and E no slumping has taken place at all -chaotic facies becomes laminated- and the lens surface merges with a time horizon.

(3) The isopach map for unit BIF 5 is shown in fig. 12. The detailed path of the lines is not very certain in this case, but some general conclusions can be drawn. The thickness varies between 100 and 600 ms. It shows a clear maximum along a NNE trending axis. The sediment distribution seems to be quite different from that of underlying and overlying units; this could be due to the different deposition mechanism -slides and slumps versus hemipelagic sedimentation. The thickness of the post-BIF 5.0 sediments is drawn as an isopach map in fig. 13 which points out two depocentres, one in the S and another in the NE of the area.

(4) According to the relative sea level changes the age of the reflector BIF 5.0 can be estimated to 6.8 my. This is in agreement with Rønnevik and Jacobsen (1984) but no other authors come to the same conclusions.

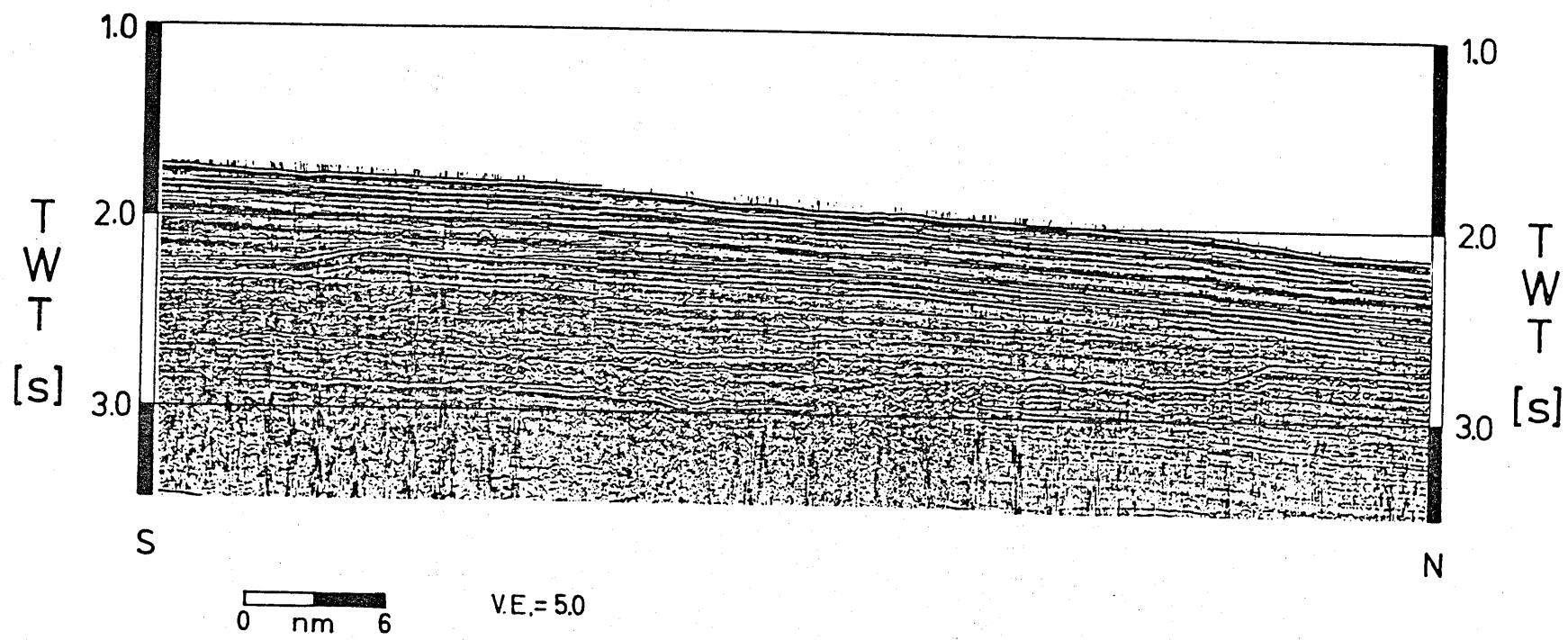


Fig. 11a: Part of seismic profile BEAR5.

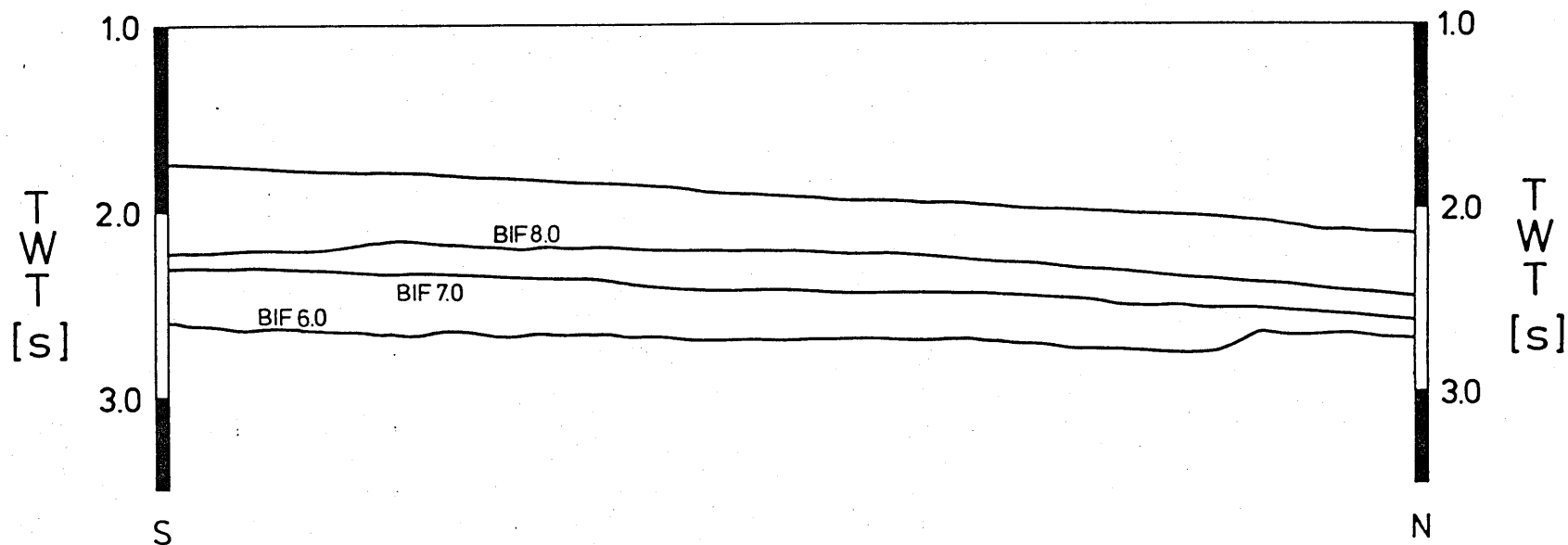


Fig. 11b: Line drawing of profile BEAR5 (see fig.11a).

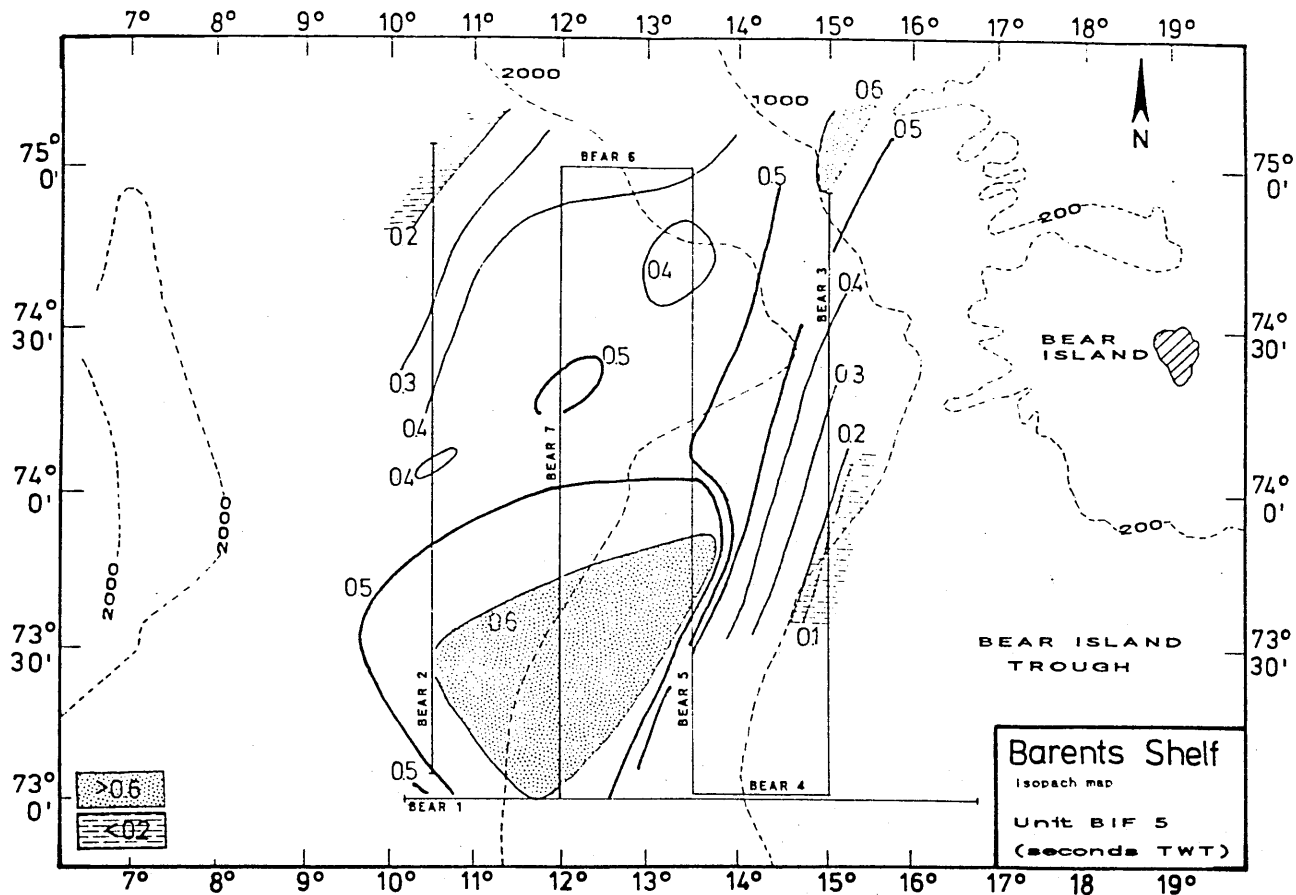


Fig. 12: Isopach map of sedimentary unit BIF 5.

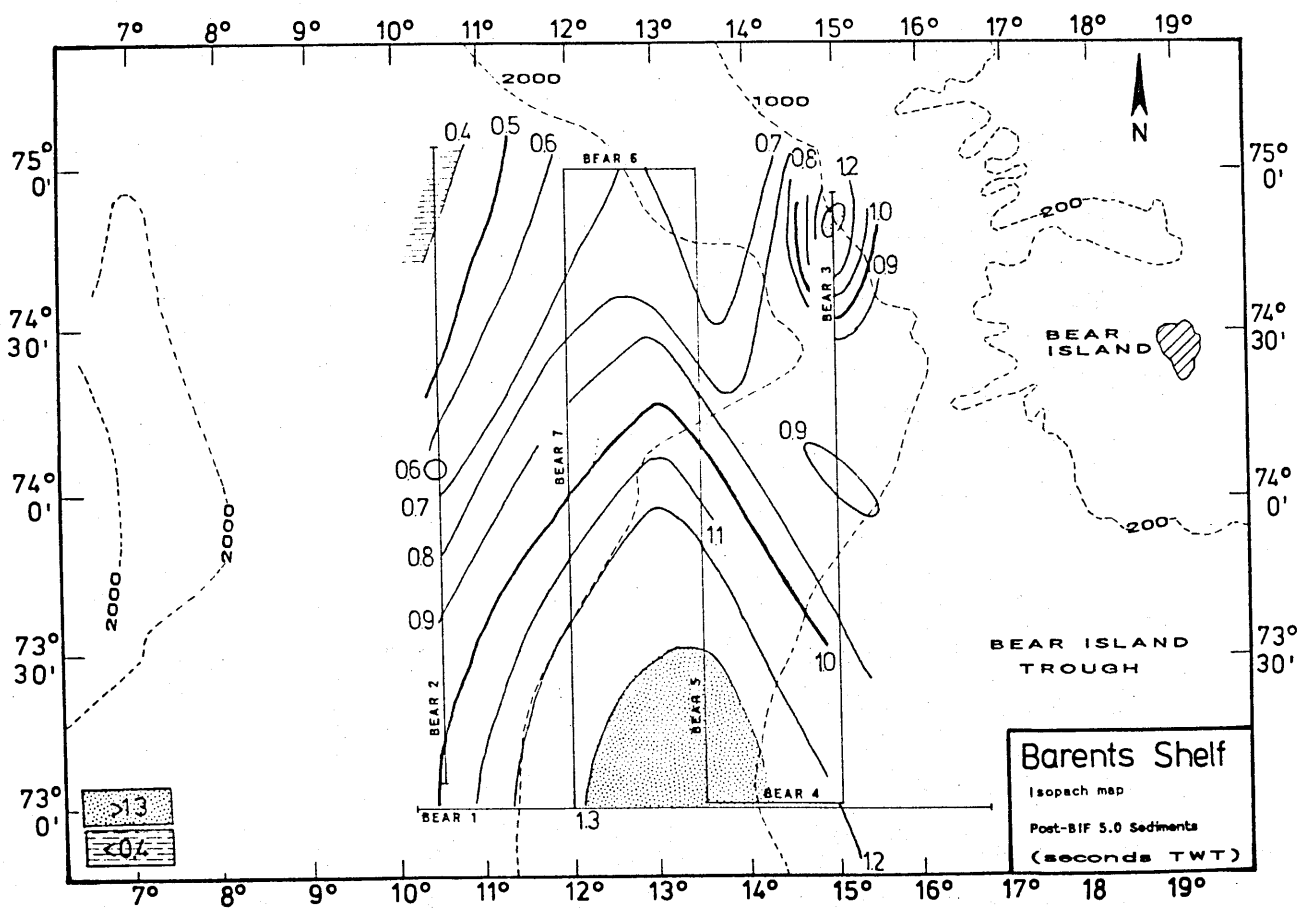


Fig. 13: Isopach map of post-BIF 5.0 sediments.

UNIT BIF 6

(1) The internal reflectors at the top of unit BIF 5 are eroded away. Reflector BIF 6.0 has a hummocky character -sometimes even with diapiric upwellings- and is usually followed by a series of high-amplitude reflectors. Within this series another unconformity sometimes can be observed. Where the underlying unit is laminated, the horizon is flat.

On the southern part of BEAR5 (fig. 11 a,b) the base of unit BIF 6 forms a very distinct levee which erodes some 100 ms of sediments. This looks like an erosional channel, oriented approximately E-W. The southern levee of this channel probably lies somewhat south of the area under investigation, the channel being then over 60 km wide. Erosional channels usually occur on the shelf platform and on the continental slope (Stuart & Caughey, 1977).

The geometrical relation of internal reflectors of unit BIF 6 with the lower boundary is downlap in westward direction on both dip profiles. On the strike sections onlap to the N and infilling onlap is observed, except for the easternmost strike profile (BEAR3), where onlap to the N (southern part) and onlap to the S (northern part) is clear.

On the northern part of profile BEAR7 and on the western part of BEAR1 reflector BIF 6.0 is eroded.

The same general remarks as for reflector BIF 5.0 are applicable to the depth chart of reflector BIF 6.0 (fig. 14).

(2) Unit BIF 6 is continuously laminated over most of the area, particularly in the centre and in the N and E of the area. In the S and SW the character is more variable: laminated zones are followed by zones with disturbed reflector continuity and nearly chaotic zones.

In the south of profile BEAR5 (fig. 11 a,b), where the erosional channel is located, the seismic reflection configuration consists of a few discontinuous reflectors with reflection-free to chaotic zones in between them. According to Stuart & Caughey (1977) channel fill deposits are of weak-reflector to chaotic type and have a distorting appearance on seismic profiles.

The amplitude of the seismic reflections is fairly high in the laminated portions. On profile BEAR1 the amplitude decreases towards the east.

(3) The thickness varies between 0 and 500 ms. The biggest thickness is reached in the E, along the assumed ocean/continent boundary; the thickness decreases towards the NW to less than 100 ms (0 ms in the north of BEAR5). Thickness also decreases further to the E, where reflector BIF 6.0 is truncated by BIF 7.0. In the erosional channel the thickness amounts to 300 ms.

(4) According to the sea level curve by Vail et al. (1977) an age of 3.8 my can be estimated for the reflector BIF 6.0.

UNIT BIF 7

(1) Internal reflectors of the underlying unit are truncated by reflector BIF 7.0 on all profiles. This truncation is very apparent on the outer shelf (eastern part of BEAR1): there BIF 7.0 truncates a whole sequence of oceanward dipping sedimentary reflectors (fig. 3a,b). On the other hand, no indications for an erosional channel are present.

Overlying internal reflectors of unit BIF 7 show downlap against reflector BIF 7.0 in a NW direction. This boundary itself is eroded away by BIF 8.0 in the entire western area. The depth chart of BIF 7.0 (fig. 15) again is very similar to the one drawn for the sea bottom (fig. 16).

(2) Unit BIF 7 shows a parallel laminated reflection configuration over the entire area.

(3) A maximum thickness of 300 ms is reached in the SE and E of the area (southern part of BEAR5; BEAR3). In the N of the area the thickness is less than 100 ms, and in the entire W unit BIF 7 is absent.

(4) The age of the reflector BIF 7.0 can be estimated from relative changes of sea level (Vail et al., 1977) indicating an age of 2.9 my.

UNIT BIF 8

(1) The lower boundary of this unit is marked by reflector BIF 8.0. This boundary is erosive with respect to the internal reflectors as well as to the lower boundary of the underlying unit. On the southern part of profile BEAR5 this surface shows a distinct levee (height: 50 - 75 ms), shifted about 40 km in southward direction with respect to the levee observed by reflector BIF 6.0. For the internal reflectors of unit BIF8 the boundary forms a downlap

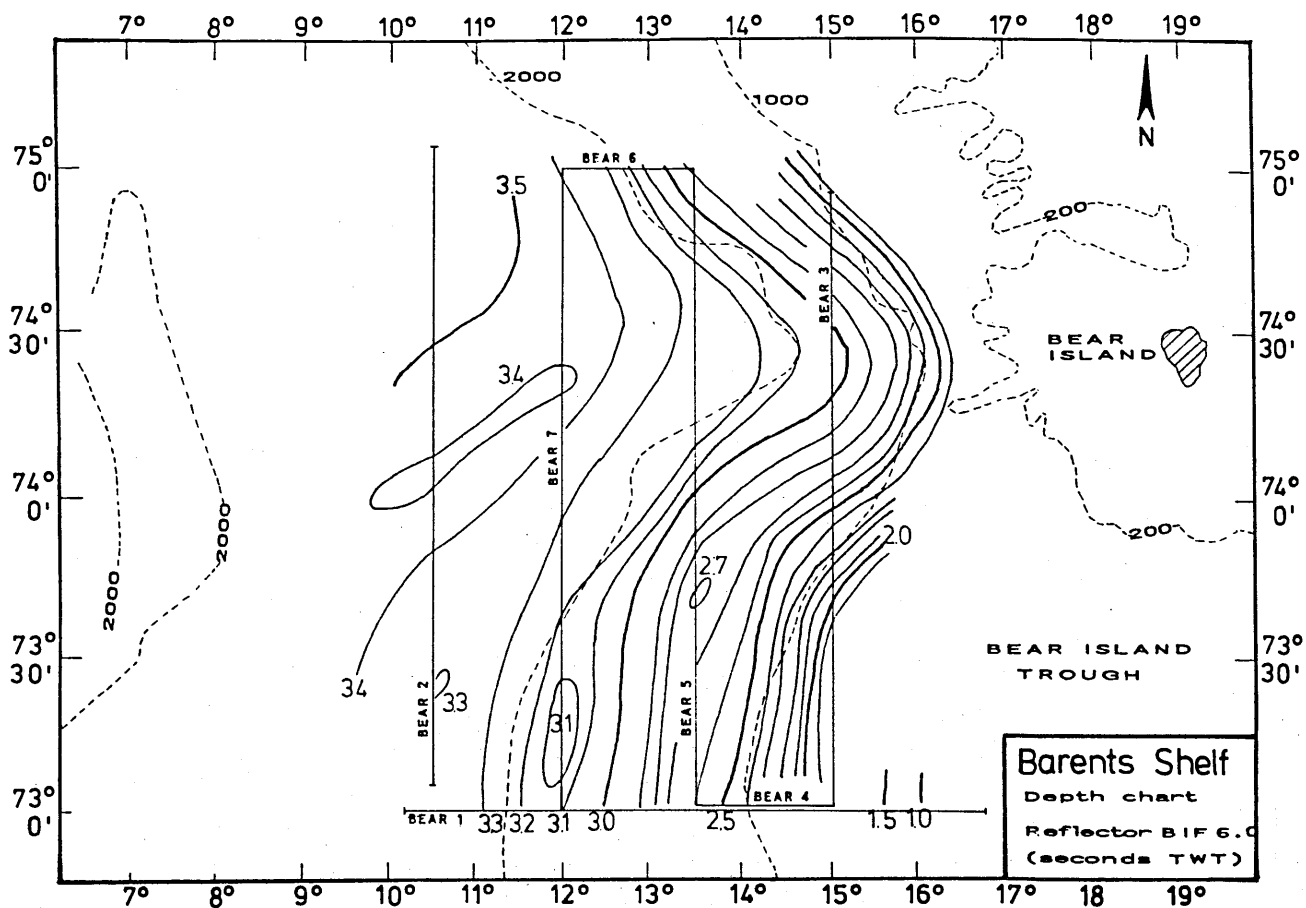


Fig. 14 : Depth chart of reflector BIF 6.0.

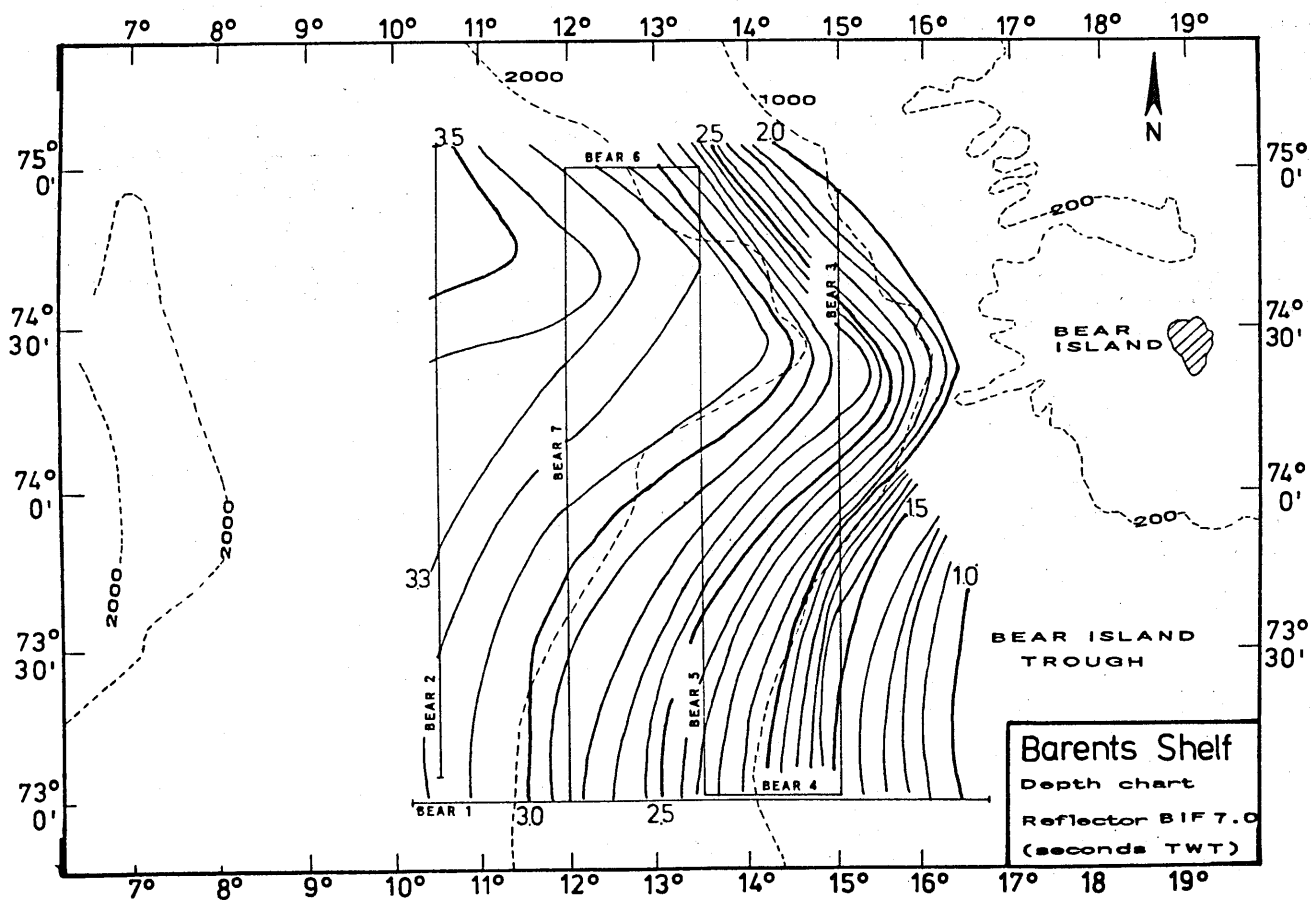


Fig. 15: Depth chart of reflector BIF 7.0.

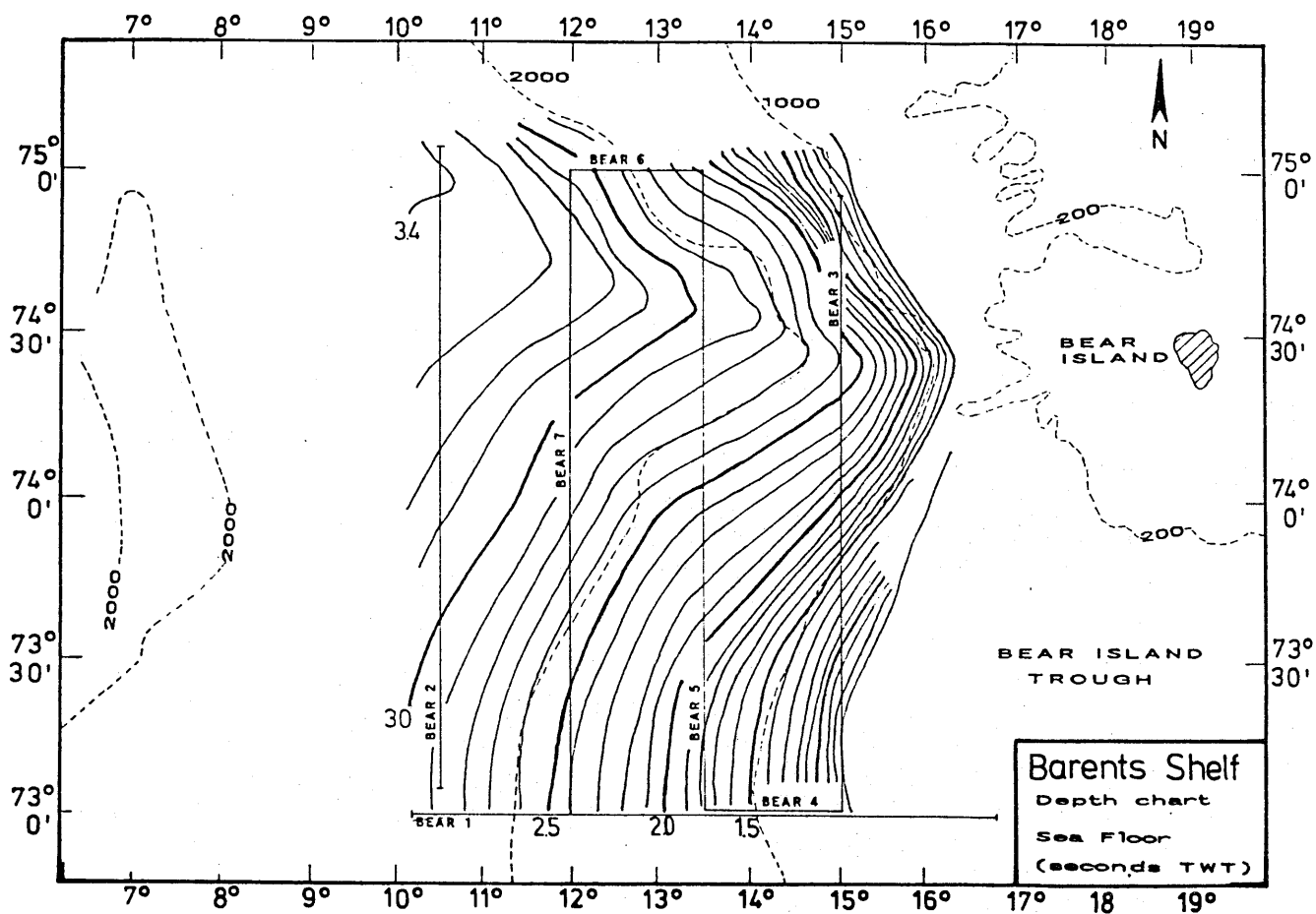


Fig. 16: Depth chart of the sea floor.

surface; this downlap occurs in a NW direction. No depth chart was drawn for reflector BIF 8.0, but the trend most probably is very similar to that of the sea bottom. On one place (BEAR6) local "crenulation" of the otherwise flat reflector was observed, suggesting local influence of bottom currents. The shelf progradation since forming of reflector BIF 8.0 amounts approximately 10 km.

(2) Unit BIF 8 is parallel laminated over the entire area, with some diffraction hyperbolas in the erosional channel. The reflectors have high amplitude and broad cycles; on BEAR1 the amplitude decreases towards the E. The internal unconformity shows onlap against BIF 8.0.

(3) The thickness varies between 150 ms in the north and a maximum of 700 ms at the shelf edge in the SE. In the erosional channel, thickness amounts to 500 ms. Isopach maps were drawn for units BIF 7 and BIF 8 (fig. 17), as well as for units BIF 6, BIF 7 and BIF 8 (fig. 18). Both maps show the same trends: a depositional maximum shows up clearly in the SE of the area, indicating very important sediment transport along the Bear Island Trough.

(4) According to the sea level curve by Vail et al. (1977) the age of the reflector BIF 8.0 can be estimated to 1.6 my.

(5) The sea bottom (fig. 16) constitutes the upper boundary of unit BIF 8. The relation to internal reflectors is slightly erosive. The shelf margin prograded some 25 km to the west during deposition of unit BIF 7.

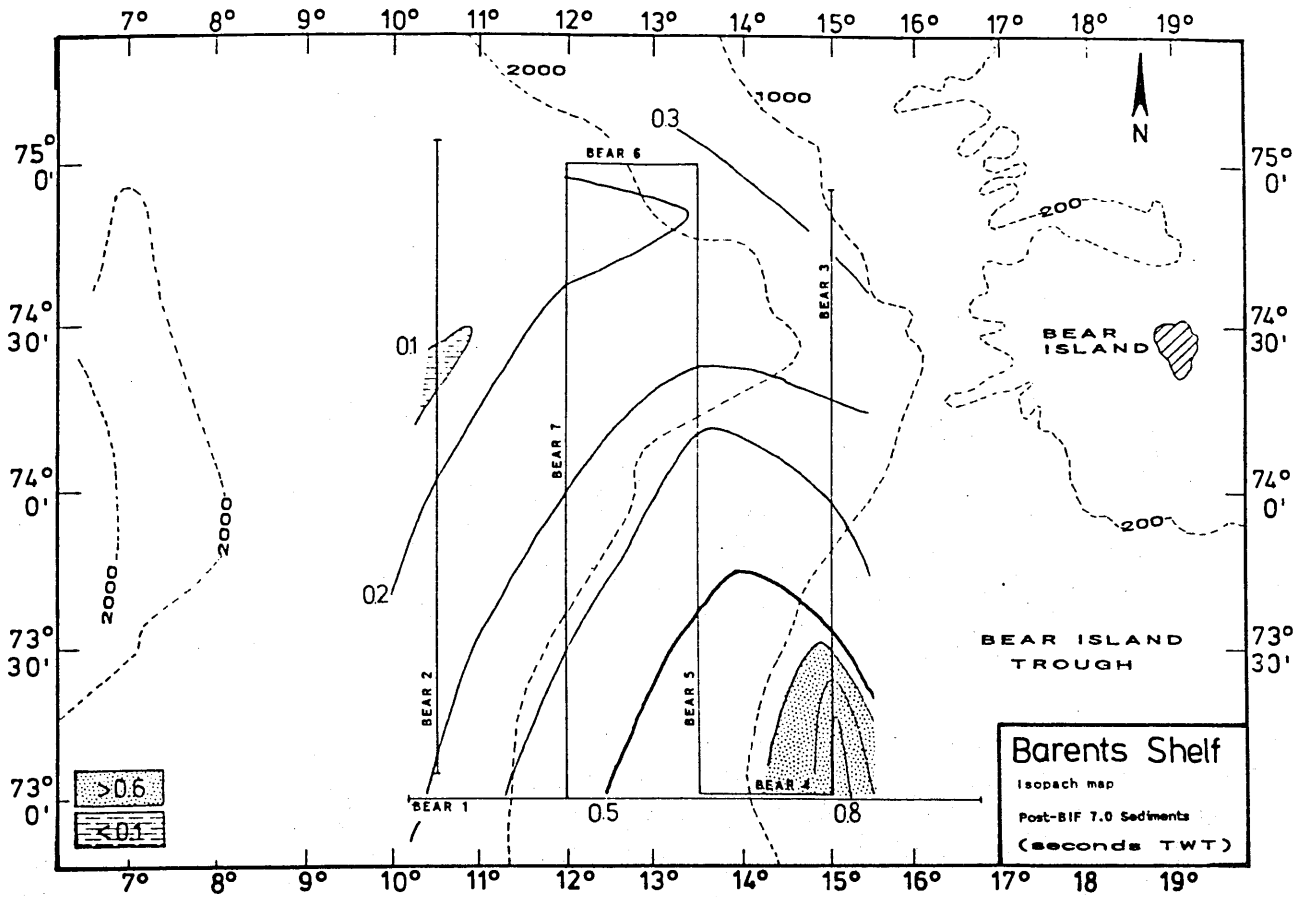


Fig. 17: Isopach map of post-BIF 7.0 sediments.

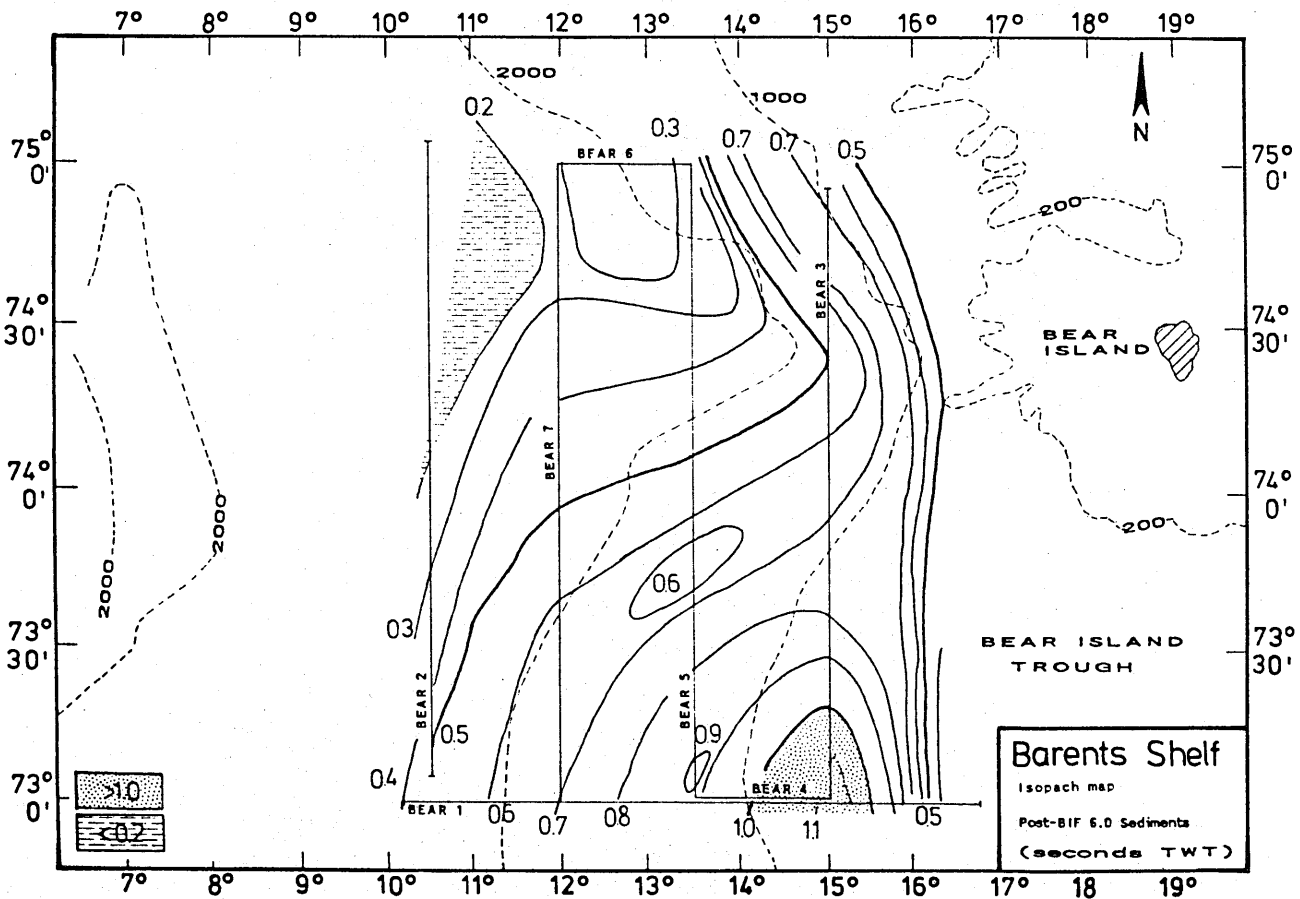


Fig. 18: Isopach map of post-BIF 6.0 sediments.

3. Geological Development of the Barents Sea Sediment Fan

The sedimentation history of the Barents Sea Sediment Fan during the Cenozoic shows strong variations with time. The internal reflection pattern within the sequences are partly laminated, but also chaotic layers can be recognized over wide areas on the fan. Generally, a sediment transport within channels or canyons cannot be observed with the exception of one, which is more than 60 km broad. This implies that the sediment transport occurred simultaneously across the whole cross-section of the fan. This does not exclude lateral - and time - varying transport intensities as shown in this study. As the reflectors BIF 1.0 and BIF 2.0 could only be observed in the western part of the fan, sequence BIF 3 is the oldest layer traced over the whole area under investigation. Layer BIF 3 represents a time between 13 and 11 my belonging to the Intra Miocene. The reflection configuration is parallel indicating sedimentation under bottom current influence. The overlying layers show a downlap to the SE. Also the thickness decreases in a southwest direction. This indicates that the sediment source is situated to the NE.

The sequence BIF 4 (11 - 6.6 my) is characterized by a downlap to the SW in the northern part of the area. The internal reflection pattern is laminated with the exception of the central part where chaotic pattern indicate sediment transport by slumping. For the units BIF 3 and BIF 4 the isopach map (fig. 9) shows two depocentres in the north and in the south, respectively, with accumulations of more than 800 ms TWT. They obviously represent the mouths of two main sediment transport ways: The Storfjorf Trough in the north and the Bear Island Trough in the south.

The unit BIF 5 (6.6 - 3.8 my) is characterized by well-laminated reflection configurations in the north and east, but in the rest of the area it is absolutely chaotic. This indicates a downslope movement of sediment by slumps and slides. Reflector BIF 6.0 shows one levee of a broad channel which may be a flow path for sediment slides (fig. 11a,b). The isopach map (fig. 12) shows high accumulation especially in the south off the Bear Island Trough whereas the depocentre in the north is still existent, but the sedimentation is much smaller in the south during this time.

Unit BIF 6 (3.7 - 2.9 my) is of Pliocene age and characterized by a laminated reflection configuration with the exception of the southern and western part of the area where disturbed and chaotic zones indicate still slumps and slides. In most parts of the area, sediment transport by bottom currents forming forebed configuration forms are dominant. This kind of sedimentation is also predominant within the unit BIF 7 (2.9 - 1.6 my) and for BIF 8 (1.6 my - present time).

During the Cenozoic the sediment accumulation centres varied. During the Mid-Miocene to the beginning of the Pliocene, two separate depocentres were situated in the north and in the south off the Storfjord Trough and the Bear Island Trough, respectively. In early Miocene forebed configuration patterns were directed from NE to SW indicating a sediment transport mainly in the same direction. In the Pliocene sediment transport was changing to slump and slide processes. The reason may be a cooling of the climate and first glaciations in this area the Norwegian Sea (Jansen, 1990). In Miocene and Pliocene the sedimentation patterns are laminar indicating sediment transport by bottom current activity. The main downlap, however, is directed to the NW with the main depocentres situated off the Bear Island Trough. This indicates that, in contrast to early Miocene time, the sediment source is situated in the southern part of the Barents Sea.

Acknowledgements

We thank the officers and crew of RV "Meteor" for their assistance during the survey. This study was supported by the German Research Foundation. It was performed within the Joint Research Project SFB 313 at Kiel University.

Literaturverzeichnis

- BONATTI, E. & CRANE, K. (1984): Oceanic Fracture Zones.- Sci. Amer., 250: 5, 36-47.
- DORÉ, A.G. & GAGE, M.S. (1987): Crustal Alignments and Sedimentary Domains in the Evolution of the North Sea, North-East Atlantic Margin and Barents Shelf.- In: BROOKS, J. & GLENNIE, K. (eds.), Petroleum Geology of the North West Europe, Graham & Trotman, London, 1131-1148.
- DOWLING, L.M. (1988): Cenozoic Evolution of the Western Margin of the Barents Shelf.- In: HARLAND, W.B. & DOWDESWELL, E.K., Geological Evolution of the Barents Shelf Region, Graham & Trotman, London, 157-169.
- ELDHOLM, O. & EWING, J. (1971): Marine Geophysical Survey in the Southwestern Barents Sea.- J. Geophys. Res. 76: 3832-3841.
- ELDHOLM, O. & TALWANI, M. (1977): Sediment Distribution and Structural Framework of the Barents Sea.- Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1015-1029.
- ELDHOLM, O., SUNDVOR, E., MYHRE, A.M. & FALEIDE, J.I. (1984): Cenozoic Evolution of the Continental Margin off Norway and Western Svalbard.- In: SPENCER, A.M. et al. (eds.), Petroleum Geology of the North European Margin, Graham & Trotman, London, 3-18.
- FALEIDE, J.I. & GUDLAUGSSON, S.T. (1981): Geology of the Western Barents Sea - A Regional Study Based on Marine Geophysical Data.- Cand. Real. Thesis Univ. Oslo, 160 pp.
- FALEIDE, J.I., MYHRE, A.M. & ELDHOLM, O. (1988): Early Tertiary Volcanism at the Western Barents Sea Margin.- Geological Society Special Publication No. 39: 135-146.
- FALEIDE, J.I., GUDLAUGSSON, S.T. & JAQUART, G. (1984): Evolution of the Western Barents Sea.- Marine Petrol. Geol. 1: 123-150.
- HANISCH, J. (1984): West Spitzbergen Fold Belt and Cretaceous Opening of the Northeast Atlantic.- In: SPENCER, A.M. et al. (eds.), Petroleum Geology of the North European Margin, Graham & Trotman, London, 187-198.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R. (1982): A Geologic Time Scale, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 131 pp.
- HEIRTZLER, J.R., DICKSON, G.O., HERRON, E.M., PITMAN, W.C. & LEPICHON, X. (1968): Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals and Motions of the Ocean Floor and Continents.- J. Geophys. Res., 73, 2119.

- HINZ, K. & SCHLÜTER, H.-U. (1978): The Geological Structure of Western Barents Sea, *Mar. Geol.*, 26: 199-230.
- JANSEN, E., SJØHOLM, J., BLEIL, U. & ERICHSEN, J.A. (1990): Neogene and Pleistocene Glaciations in the Northern Hemisphere and Late Miocene - Pliocene Global Ice Volume Fluctuations: Evidence from the Norwegian Sea.- In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 677-705.
- KRISTOFFERSEN, Y. & TALWANI, M. (1977): Extinct Triple Junction South of Greenland and the Tertiary Motion of Greenland Relative to North America.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1037-1049.
- LIVSHITS, Ya.Ya. (1970): Paleogene Deposits of Nordenskiöld Land, Vest-Spitzbergen.- In: HARLAND, W.B. (ed.), *Geology of Spitzbergen National Lending Library for Science and Technology*, Bosten.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. (1977): Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences.- In: PAYTON, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, USA, 117-133.
- MYHRE, A.M. (1984): Compilation of Seismic Velocity Measurements Along the Margins of the Norwegian-Greenland Sea.- *Norsk Polarinst. Skrifter*, 180: 41-61.
- MYHRE, A.M., ELDHOLM, M.O. & SUNDVOR, E. (1982): The Margin between Senja and Spitzbergen Fracture Zones: Implications from Plate Tectonics.- *Tectonophysics*, 89: 33-50.
- NUNNS, A. (1982): The Structure and Evolution of the Jan Mayen Ridge and Surrounding Regions.- In: WATKINS, J.S. & DRAKE, C.L. (eds.), *Studies in Continental Margin Geology*, Memoir 34, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 193-208.
- PERRY, R.K. (1986): Bathymetry.- In: HURDLE, B.G. (ed.), *The Nordic Seas*, Springer Verlag, New York Inc., 211-234.
- RØNNEVIK, H.C. (1982): Structural and Stratigraphic Evolution of the Barents Sea.- *NPD-Contribution No.1*, Norwegian Petroleum Society, ONS-82.
- RØNNEVIK, H.C. (1981): Geology of the Barents Sea.- In: ILLING, L.V. & HOBSEN, G.D. (eds.), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, Heyden & Son LTD, London, 395-406.

- RØNNEVIK, H.C. & JACOBSEN, H.-P. (1984): Structural Highs and Basins in the Western Barents Sea.- In: SPENCER, A.M. et al., (eds.), Petroleum Geology of the North European Margin, Graham & Trotman, London, 19-32.
- SANGREE, J.B. & WIDMIER, J.M. (1977): Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies.- In: PAYTON, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir 26, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 165-184.
- SCHLÜTER, H.-U. & HINZ, K. (1978): The Continantal Margin of West Spitzbergen.- Polarforschung, 48: 151-169.
- SPENCER, A.M., HOME, P.C. & BERGLUND, L.T. (1984): Tertiary Structural development of the Western Barents Shelf: Troms to Svalbard.- In: SPENCER, A.M. et al. (eds.), Petroleum Geology of the North European Margin, Graham & Trotman, London, 199-210.
- SRIVASTAVA, S.P. (1978): Evolution of the Labrador Sea and Its Bearing on the Early Evolution of the North Atlantic.- Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 52: 313-357.
- STUART, C.J. & CAUGHEY, C.A. (1977): Seismic Facies and Sedimentology of Terrigenous Pleistocene Deposits in Northwest and Central Gulf of Mexico.- In: PAYTON, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir 26, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 249-275.
- SUNDEVOR, E. & ELDHOLM, O. (1979): The Western and Northern Margin off Svalbard.- Tectonophysics, 59: 239-250.
- SUNDEVOR, E. & ELDHOLM, O. (1976): Marine Geophysical Survey on the Continental Margin from Bear Island to Hornsund, Spitzbergen.- Scientific Rept. 3, Seismological Observatory, Univ. of Bergen, 17 pp.
- TALWANI, M. & ELDHOLM, O. (1977): Evolution of the Norwegian - Greenland Sea.- Geol. Soc. Am. Bull., 88: 969-999.
- TALWANI, M. & ELDHOLM, O. (1973): The Boundary between Continantal and Oceanic Crust at the Margin of Rifted Continents.- Nature, 241: 325-330.
- TALWANI, M., UDINTSEV, G.B. et al. (1971): Site 344. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.- U.S. Govn. Printing Office, Washington, 389-401.

VAIL,P.R., MITCHUM,R.M.JR., TODD,R.G., WIDMIER,J.M., THOMSON,S. III, SANGREE,J.B., BUBB,J.N. & HATLELID,W.G. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level.- In: PAYTON,C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir 26, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 49-212.

VOGT,P.R. (1986):Seafloor Topography, Sediments and Paleoenvironments.- In: HURDLE,B.G. (ed.), The Nordic Seas, Springer Verlag, New York Inc., 237-410.

VOGT,P.R., FEDEN,R.H., ELDHOLM,O. & SUNDVOR,E. (1978): The Ocean Crust West and North of the Svalbard Archipelago: Synthesis and Review of New Results.- Polarforschung, 48: 1-19.

VORREN,T.O., RIDCHARDSSEN,G., KNUTSEN,S.-M. & HENDRIKSEN,E. (1990): The Western Barents Sea During the Cenozoic.- In: BLEIL,U. & THIEDE,J. (eds.) The Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, Kluver Acad. Publ., Dordrecht, 95-118.

VORREN,T.O., LEBESBYE,E., ANDREASSEN,K. & LARSEN,K.-B. (1989): Glacigenic Sediments on a Passiv Continantal Margin as Exemplified by the Barents Sea.- Mar. Geol. 85: 251-272.

VORREN,T.O., HALD,M. & LEBESBYE,E. (1988a): Late Cenocoic Environment in the Barents Sea.- Paleoceanography, 3: 601-612.

The Relationship Between the Shear Strength and the Shear Modulus of Marine Sediments

Fr. Theilen, I. A. Pecher, S. Neben, J. Philipp,

Institut für Geophysik der Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, D-2300 Kiel

1. Abstract

The velocities of compressional (P-) and shear (S-) waves are important parameters for the identification of sediment types and for geotechnical applications. Pulse transmission techniques have been developed for both types of waves which are applied directly to fresh box cores on board ship.

Various sediment cores from the Norwegian, Barents and Baltic Sea have been investigated with respect to seismic velocities, shear strength, density, porosity and other physical properties as a function of depth up to nine meters below the sea floor. The compressional wave velocities do not change significantly within this depth range, whereas the shear wave velocities show a strong increase from 10 to 40 m/sec. The dynamic elastic moduli, which can be derived from P- and S- wave velocities together with the bulk density are correlated with the shear strength. Although there is no physical model available describing a theoretical relationship between the dynamic shear modulus and the shear strength, a good empirical correlation between these types of data can be observed.

2. Introduction

The velocities of compressional (P-) and shear (S-) waves are important values for the characterization of sediment types and, in combination with the bulk densities, for the nature of a reflecting horizon. P-wave velocities depend on the elastic properties of the frame and pore fluid, whereas the velocities of shear waves depend only on the shear elasticity of the frame. Small amounts of gas e.g., reduce the P-wave velocities considerably, while they do not affect shear waves.

The combined evaluation of compressional and shear waves together with the wet bulk density yields the compressional and the shear modulus of the sediment. Both are dynamic moduli, which can depend on frequency. They are not identical with the static moduli which are used for engineering purposes. Nevertheless, these data are necessary for the investigation of sites for offshore engineering and installations. The dynamic elastic moduli, however, characterize the rheologic properties of sediments and rocks within a small linear stress-strain regime.

The strain is always less than 10^{-6} . These values are in agreement with strains of normal seismic waves. The shear strength, on the other hand, is defined for an extreme non-linear stress-strain regime. It characterizes the breaking point of the material. For this reason there is no physical model available which combines theoretically both types of data. The shear strength cannot be predicted from the dynamic shear modulus. On the other side, it seems plausible that a relation between the shear rigidity and the dynamic shear modulus exists.

P- and S-wave investigations have been performed by Muckelmann (1985) and Meissner and Theilen (1983) with respect to seismic velocities and attenuation on artificial samples made of well sorted quartz sands. It could be shown that (i) the velocities and the attenuation increase with the effective pressure, (ii) the velocities and the quality factor Q of P-waves are strongly dependent on small amounts of gas in the pore fluid, whereas shear waves are not affected and (iii) that S-waves show a broad spectrum of velocities due to changes of frame properties.

Ultrasonic P- and S-wave investigations by Matthews (1982) show that the velocities of S-waves vary strongly between values of 30 and 100 m/sec, whereas P-waves are nearly constant in a range of 1490 and 1510 m/sec. Extremely low shear wave velocities have also been found by Shirley and Hampton (1978). The values vary between 2 and 40 m/sec. These authors investigated especially the dependence of velocities and the attenuation as a function of consolidation. Schultheiss (1985) investigated marine sediments of the DSDP-log 86 in the northwest Pacific with respect to bulk density, water content, gamma ray attenuation, porosity, P- and S-wave velocities, shear strength, consolidation and permeability. He found an increase of shear wave velocities with the shear strength at four different sites. All the investigations showed that S-waves have a broader velocity-spreading from a few m/sec up to 400 m/sec, whereas the variety of P-waves is relatively small ranging from 1480-2250 m/sec for the uppermost layers at the seafloor. For this reason, S-waves seem to be more sensitive to changes in the frame structure of the sediments so that they are very useful for the investigations of the physical properties of sediment.

The relationship between the shear moduli and the shear strength is of great importance for the solution of geotechnical problems. If the relationship between both kinds of data is known for different sediment types, the shear strength could be determined indirectly by in-situ measurements of P- and S-wave velocities at the seafloor. However, shear wave velocities and the shear strength values have still to be correlated for different types of soils. Therefore at least one core from the measurement area should be investigated in the laboratory.

3. Instrumentations and Methods

Different methods are available for the measurements of velocities of marine sediments. Previous investigations for the determination of velocities, which are based on samples taken from a core, have been performed e.g. with the Hamilton frame (Boyce, 1971). Matthews (1982) and Schultheiss (1985) used a modified Hamilton frame for the investigation of S-waves. The choice of the sample within the core, however, is sometimes not representative for the structure of the core. Layers with extreme values due to compaction or diagenetic processes may be omitted by chance. This may lead to erroneous velocity profiles along the core so that a correlation of these data with high resolution reflection seismic profiles is difficult. Another method is to insert probes into the sediment core (Mienert, 1986). This method has the disadvantage that the sediment is destroyed in the vicinity of the probes leading to coupling problems of the signal and to erroneous velocity values, if the transmission way between transmitter and receiver is relatively short.

A new pulse transmission method has been developed for box cores. The pulse is transmitted parallel to the axis of the core. This method yields good velocity-depth profiles along the core, but S-wave transmission is difficult especially when the core is still in the liner.

P- and S-wave measurements carried out at a square box core are preferable for several reasons:

- A pure plane wave can be observed due to the high cross-section of the core
- Core shortening is significantly smaller than for gravity cores

The technical concept of the system for the determination of P- and S-wave velocities is shown in Fig. 1. A box core sample has a length of six meters and a cross-section of 30 x 30 cm. P-waves are generated by an echosounder transducer which is mounted at the front side of the core. The transducer has a resonance frequency of 33 kHz. The energy of the transducer is sufficient for the penetration of the signal through the whole core with a length of 6 meters. Two piezo ceramic bending elements are used as receivers, which are mounted on a frame that can be moved to any selected position along the core. At each position they are lowered to the surface of the core without penetrating the sediment. By this way the core is not destroyed for further geological investigations.

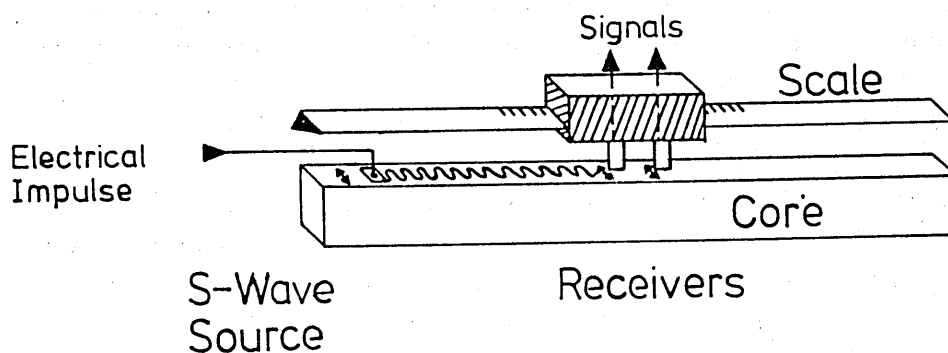
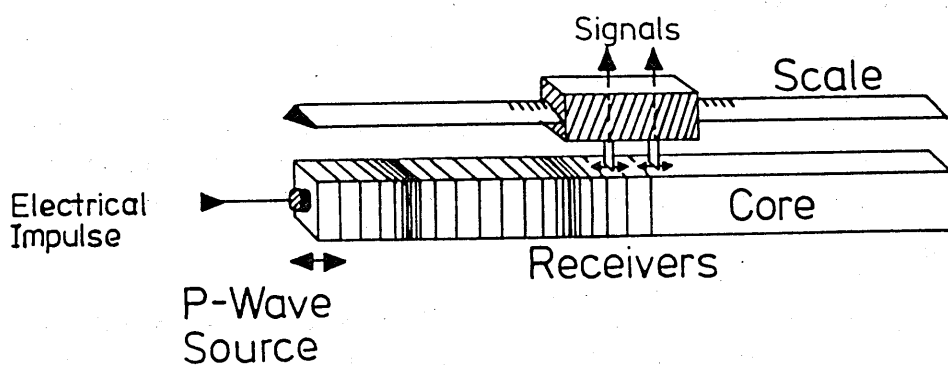
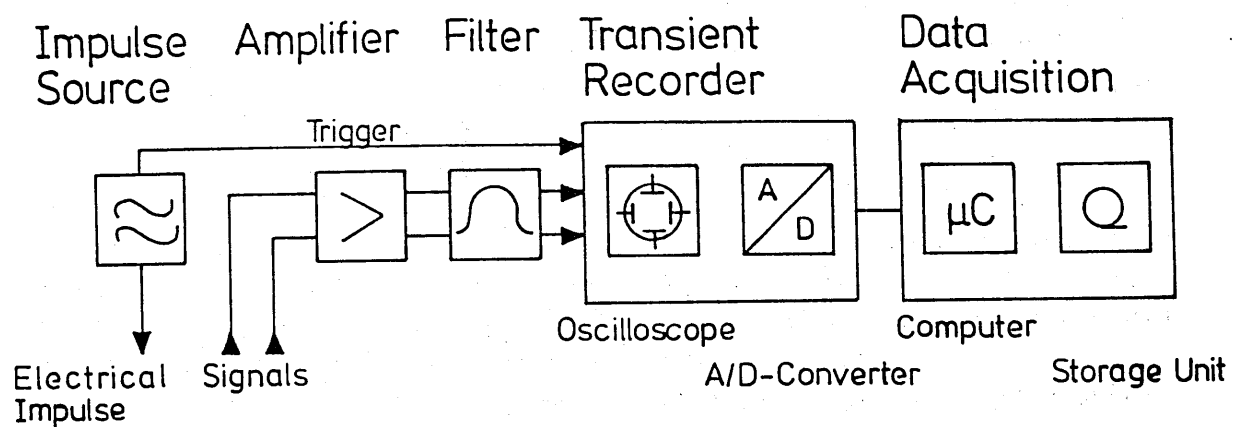


Fig. 1: Schematic configuration for the determination of seismic velocities velocities in box cores.

Due to the very low shear wave velocities in unconsolidated sediments and the low penetration some modifications had to be introduced for S-wave measurements. A special electromagnetic transducer has been developed which can be mounted on the side of the core generating horizontally polarized S-waves with a particle motion perpendicular to the core axis. The signal frequency is about 300 Hz. Due to the strong attenuation of S-waves the penetration is only about 50 cm. In order to get an S-wave profile along the whole core the transducer has to be moved stepwise along the core. The receivers are the same as for P-waves, but they have to be mounted in a way that the bending direction is the same as the particle motion.

The signals are recorded on a two-channel transient recorder and stored in a Personal Computer. The processing and evaluation of the data can be performed directly on board ship. Fig. 2 shows a flow chart for the processing and evaluation. In order to achieve a high accuracy for the determination of the velocities a cross correlation method is used.

4.1 Cores from the Barents Sea

The velocities of P- and S-waves, the sand content and the wet bulk density for core 23258-2 are shown as a function of depth in Fig. 3 and 4. The sand content is generally very low in the uppermost layer of three meters and shows variations in the lower part. The wet bulk density increases with depth from 1.3 to 1.8 gr/cm^3 .

The P-wave velocity is very low in the uppermost 3 meters and shows stronger deviations in the lower part. The mean velocities are 1400 m/sec in the upper layer and about 1480 m/sec in the lower layer. The relative changes of velocities is small. The shear waves, on the other hand, show a strong increase with depth from 10 to 40 m/sec at a depth of 8 meters below seafloor. A similar increase of the shear strength can be observed from 4 to 12 kPa. Similar results have been derived from the cores 23257-1 and 23254-2.

A good correlation was found between S-wave velocity, the dynamic shear modulus and the overburden pressure. As the S-wave velocities only depend on the frame properties of a sediment, the increase of the values is plausible. P-wave velocities also depend on the compressional modulus of the pore fluid. This shows that compaction is more indicated by the shear modulus than in the compressional modulus. The correlation of the shear wave velocity and shear moduli with porosity and with wet bulk density were poor. At least at this core there was no correlation between S-wave velocity, shear modulus and the sand content, but the sand content was low, so that grain to grain interaction cannot be expected. The sand content of the other cores has not yet been investigated. A linear relationship between shear wave velocity, dynamic shear modulus and shear strength exists. (Fig. 5 to 9).

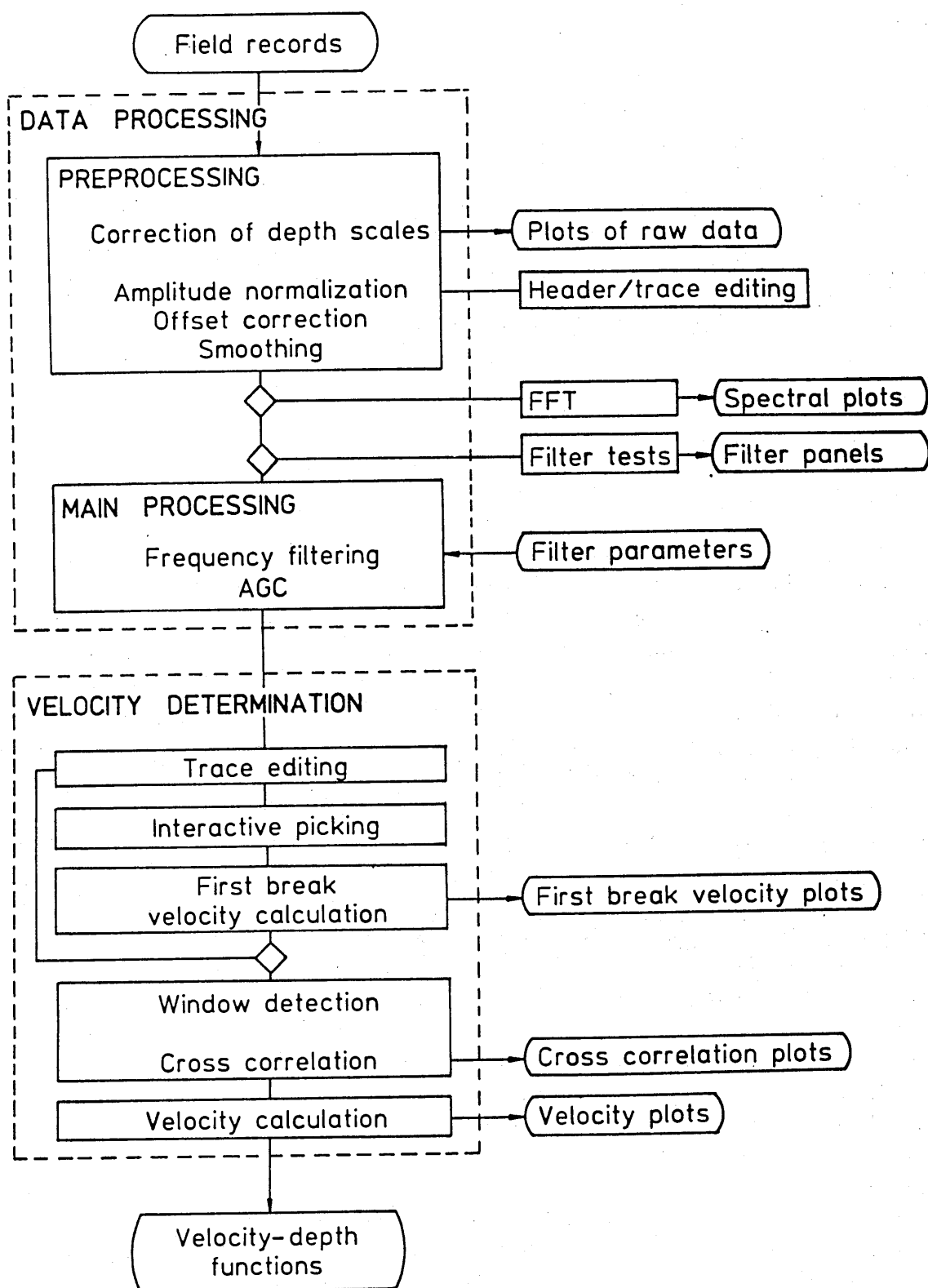


Fig. 2: Flow chart for the evaluation of seismic data from box cores.

4.2 Cores from the Kattegat Area

A series of cores from the Kattegat area has been investigated with P- and S-waves. Most of the material was silty clay. No influence of the sand content on the S-wave velocity could be seen. But there are strong correlations between the shear wave velocity, shear strength and depth (Fig. 10) as well as between the S-wave velocity, dynamic shear modulus and the shear strength (Fig. 11).

Finally the correlations between shear wave velocity, dynamic shear modulus and shear strength for all data from the Baltic Sea and the Barents Sea were compared.

5. Discussion

In all cases which have been investigated the P-wave velocities were nearly independent of depth with the exception of peaks which can be attributed to changes in material or early diagenetic processes (Kassens, 1990). The density, S-wave velocities and the shear strength increase with depth considerably. A strong increase of shear wave velocities could be observed by Gimpel (1987) from in situ shear wave investigations in the Baltic Sea. The values increased from 170 m/sec at the seafloor to 380 m/sec at a depth of 20 meters, whereas P-wave velocities increase only slightly in this depth range.

The strong increase in S-wave velocities is obviously due to the compaction of the sediments with depth. For P- and S-waves an increase of velocities with increasing effective pressure (difference between overburden pressure and pore pressure) can be observed (Meißner and Theilen, 1983; Muckelmann, 1985). The relative increase for S-waves, however, is much stronger than for P-waves. The S-wave velocities depend only on the grain structure and the moduli of the sediment frame, whereas the P-wave velocities are a function of the elastic moduli of the grains, the sediment frame and the pore fluid. As marine sediments near the seafloor have a high porosity, the effect of consolidation is much higher on S-wave than on P-wave velocities.

These effects can principally be described by the theory of Digby (1981) who calculated the effective shear- and compressional moduli for a package of grains under confining pressure. Adhesive forces between the grains are taken into consideration. They can explain an existing shear modulus even without any confining pressure.

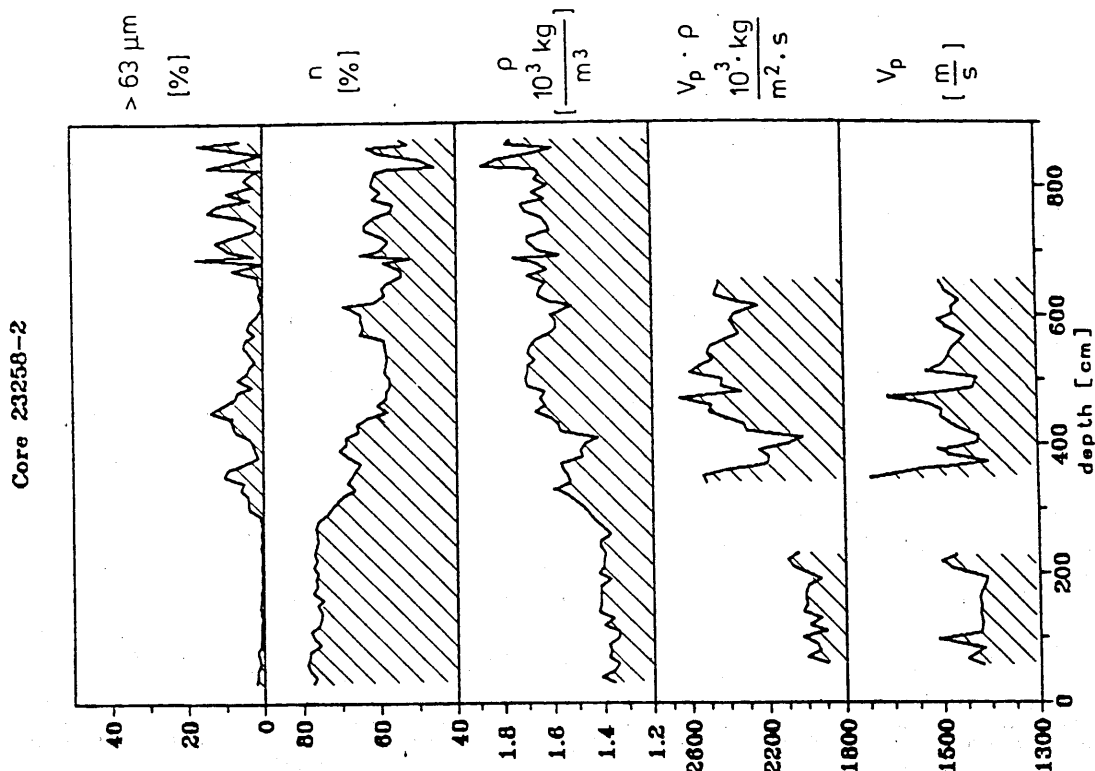


Fig. 3: P-wave velocity, P-wave impedance, wet bulk density, porosity and sand content in core 23258-2.

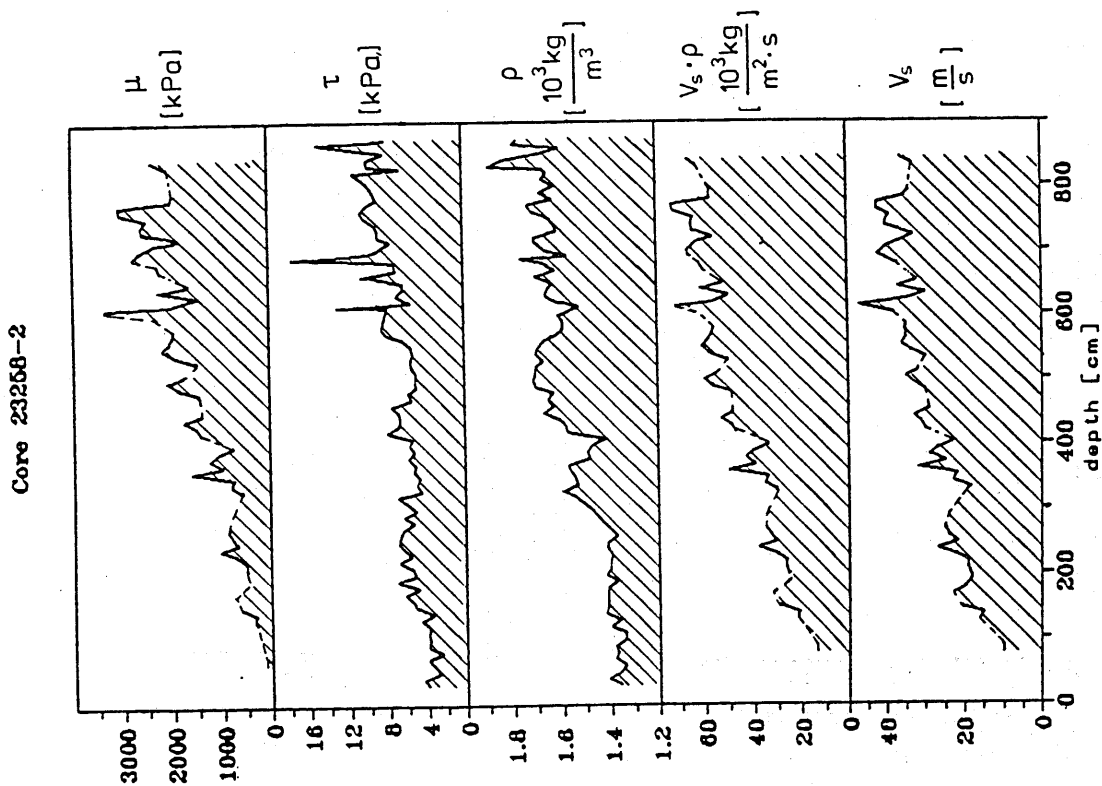


Fig. 4: S-wave velocity, S-wave impedance, wet bulk density, shear strength and dynamic shear modulus in core 23258-2.

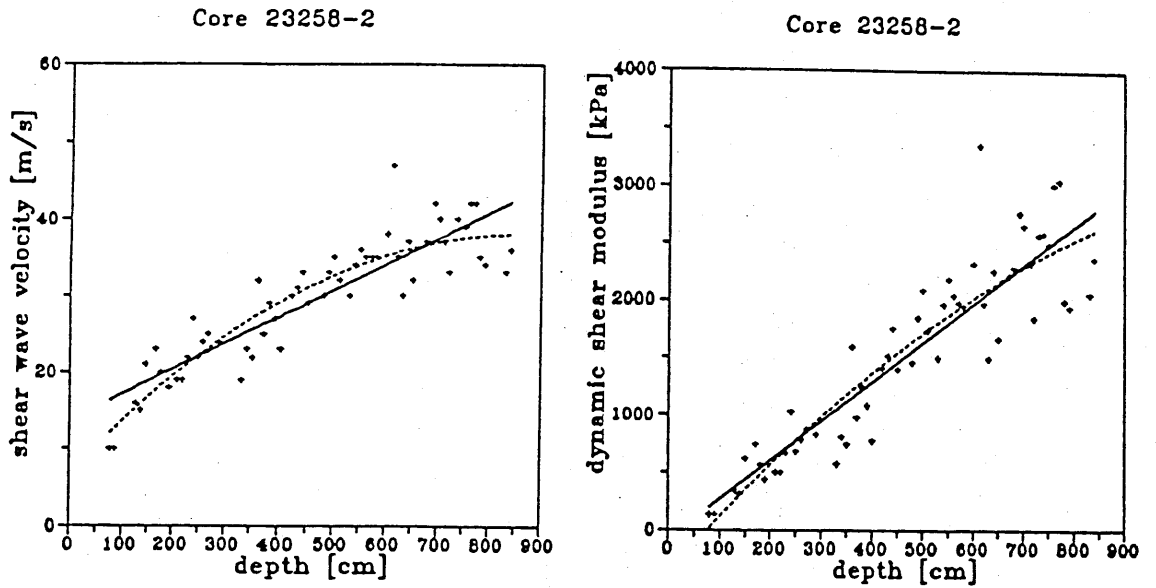


Fig. 5: S-wave velocity, dynamic shear modulus versus depth in core 23258-2.

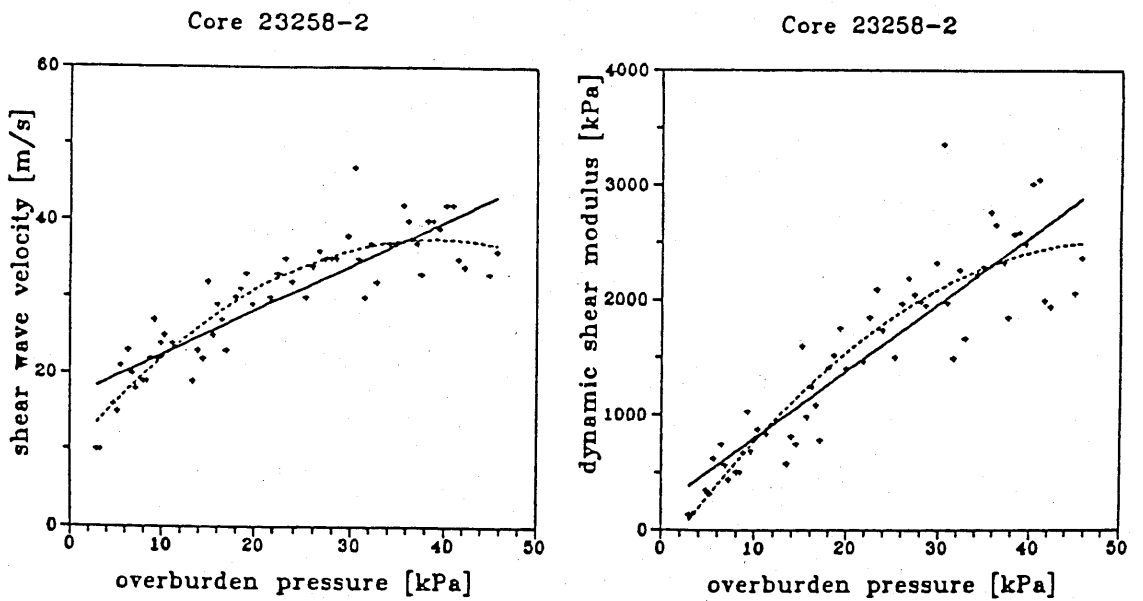


Fig. 6: S-wave velocity, dynamic shear modulus versus overburden pressure in core 23258-2.

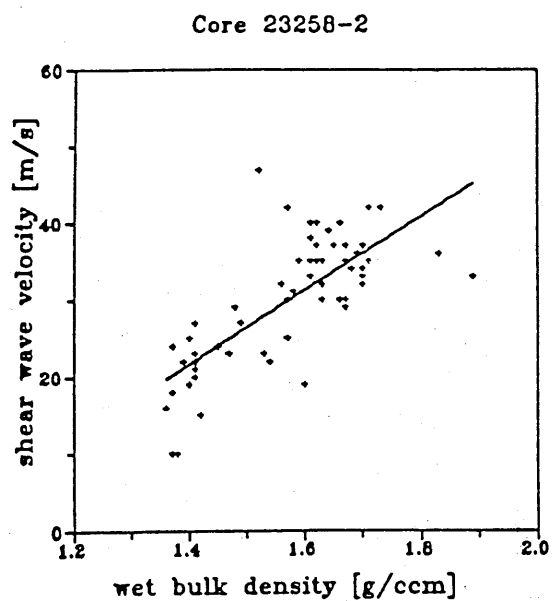


Fig. 7: S-wave velocity versus wet bulk density in core 23258-2.

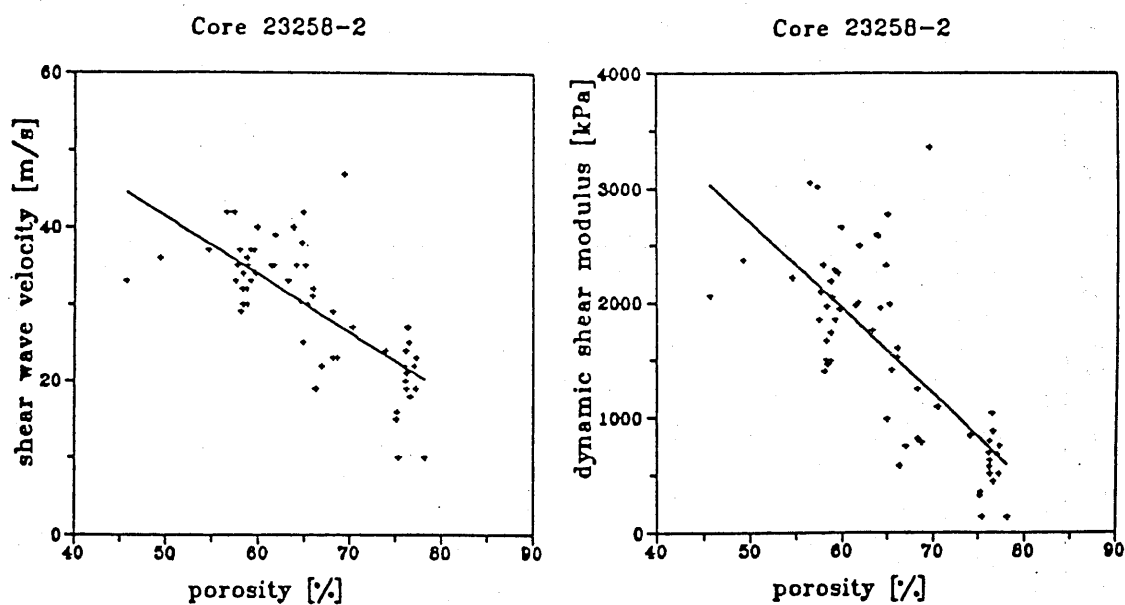


Fig. 8: S-wave velocity, dynamic shear modulus versus porosity in core 23258-2.

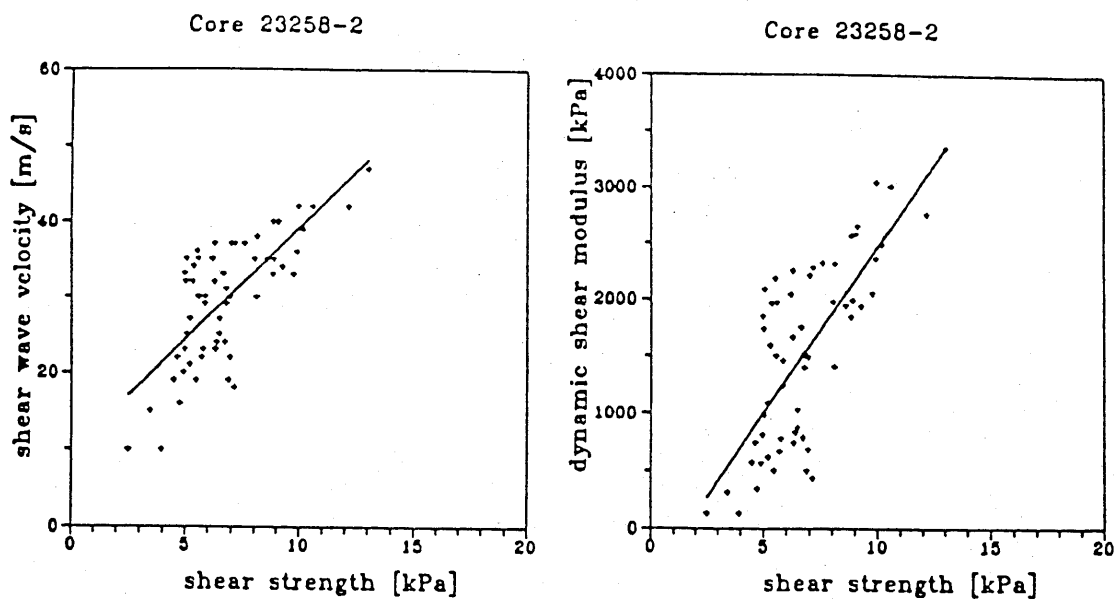


Fig. 9: S-wave velocity, dynamic shear modulus versus shear strength in core 23258-2.

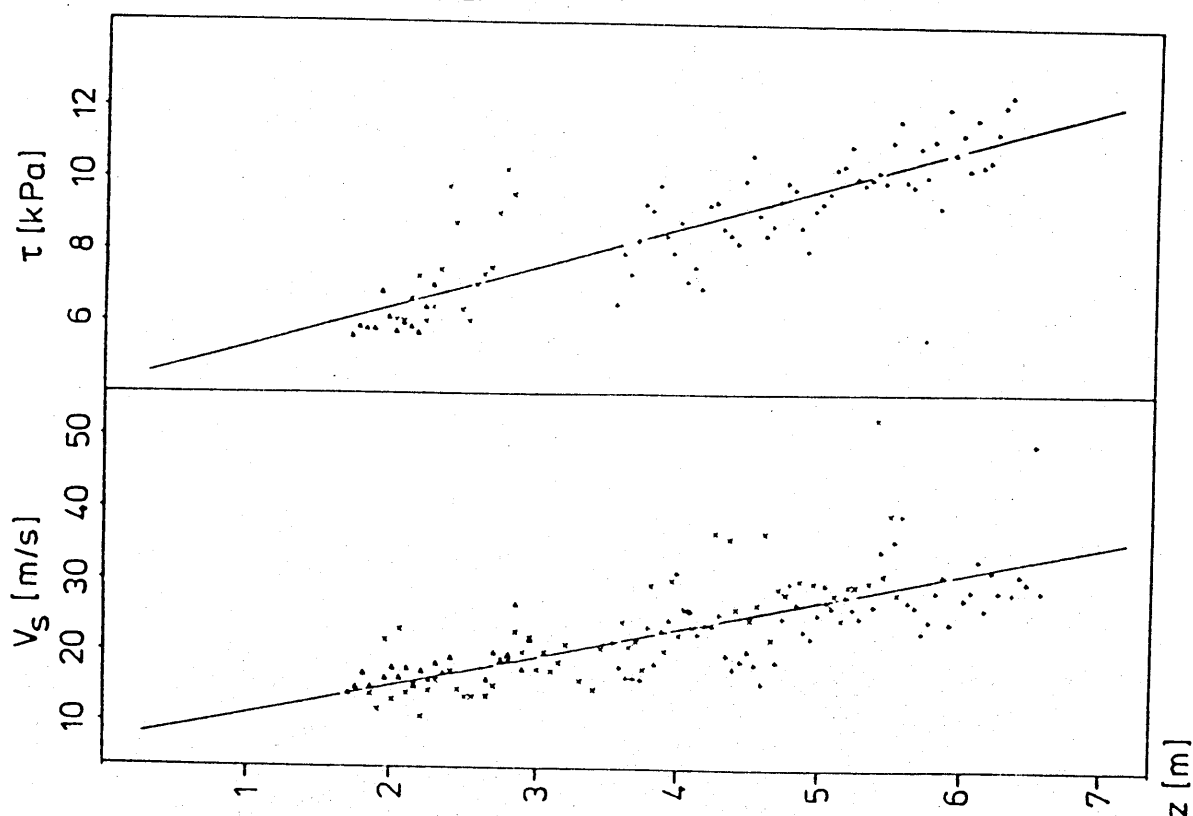


Fig. 10: S- wave velocities and shear strength versus depth in all cores from the Baltic Sea.

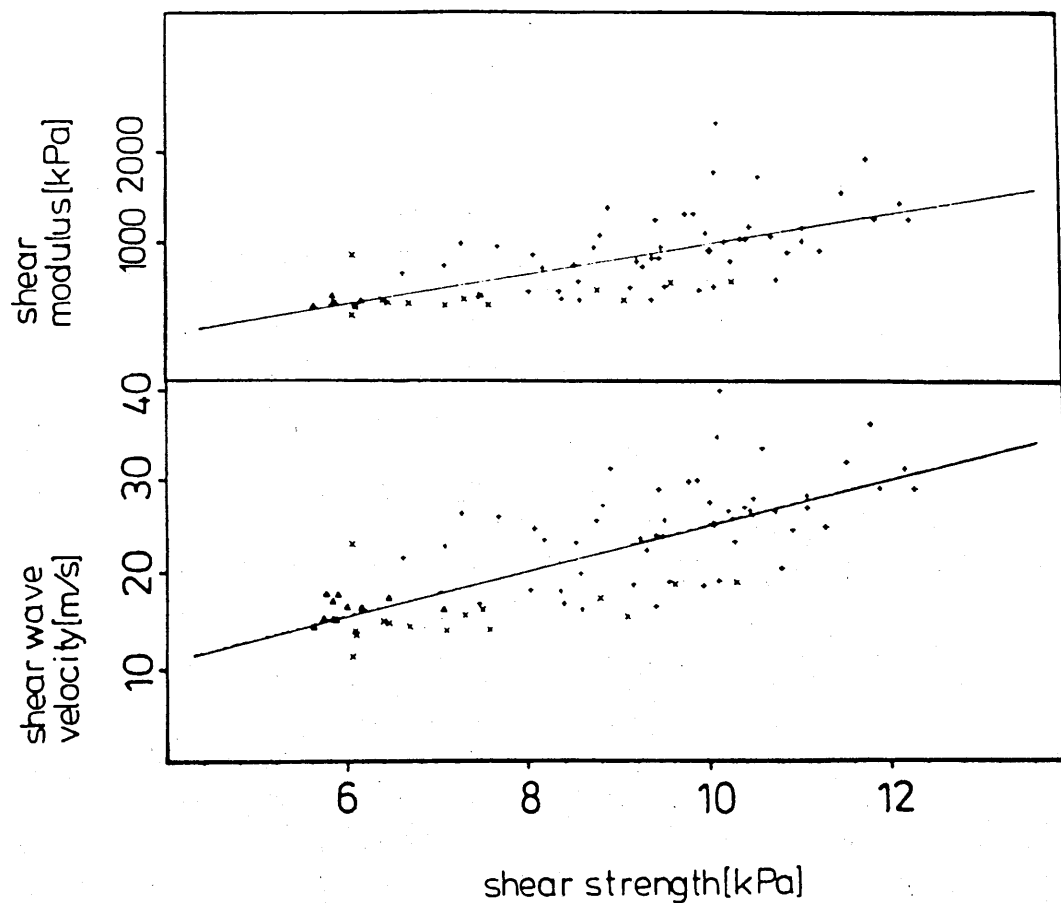


Fig. 11: S-wave velocity, dynamic shear modulus versus shear strength in all cores from the Baltic Sea.

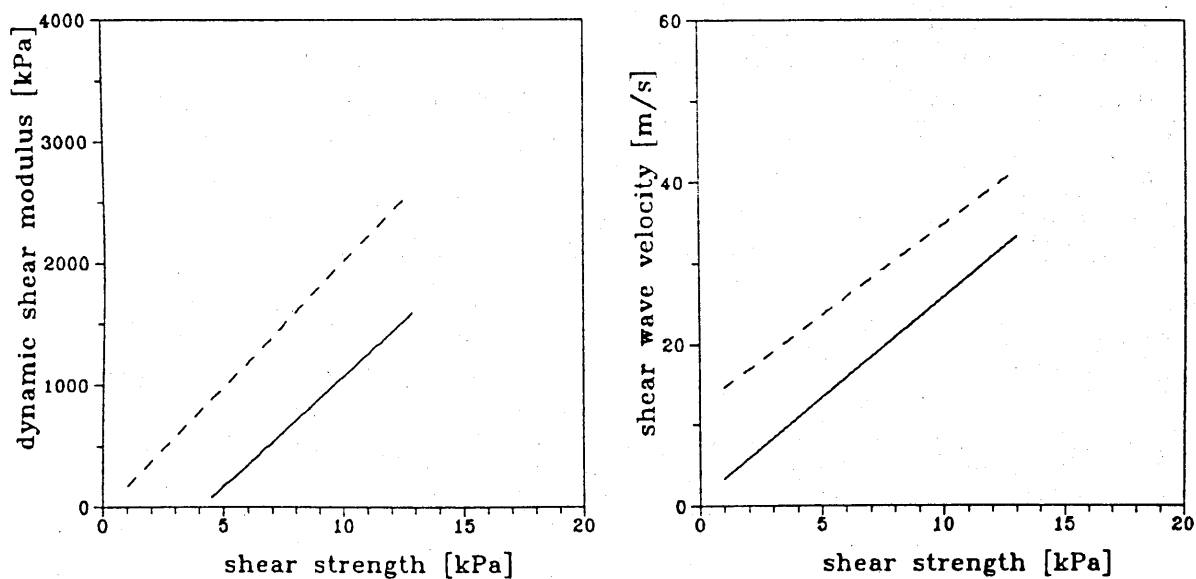


Fig. 12: Comparison between the correlations of S-wave velocities, dynamic shear modulus and shear strength for all data from the Barents Sea (dashed line) and the Baltic Sea (solid line).

The adhesive forces and the effective pressure increase the contact radii between the grains resulting in a higher friction and stiffness of the sediment frame. It could be shown, that such a contact radius model can well describe the changes of velocity in a sediment sample under load (Prasad, 1988). However, it is questionable whether the contact radius model can also describe the change of the shear strength with the confining pressure. The calculation of the effective elastic moduli according to Digby (1981) is based on a linear theory in a small stress-strain regime. The shear strength, however, is determined under extreme non-linear conditions. On the other hand, the increase in stiffness obviously also effects the shear strength of a sediment.

6. Conclusions

The experiments have shown a good correlation between the dynamic shear modulus and the shear strength. Both are depending on the effective pressure and compaction. For this reason an increase of both kinds of data with burial depth could be observed. However, the relationship between the shear strength and the shear modulus is depending on the sediment type and the sedimentary history. This could be shown by the comparison of data from the Baltic Sea and the Barents Sea (Fig. 12).

The knowledge of the correlation of both kinds of data by empirical means opens a new way for the estimations of in-situ shear strength data below the sea floor. Methods for shear wave measurements at the sea floor have already been developed (Gimpel, 1987) within a former research programme. The correlation of the shear wave velocity with the shear strength from laboratory measurements can be transferred to S-wave velocity data from in-situ experiments at the sea floor. This yields a new method for the in-situ estimation of the shear strength as a function of depth along profiles, so that also the lateral variation of these data can be estimated. These investigations have to be combined with high resolution P-wave reflection seismic measurements in order to get information on the sedimentary structures in the subsurface (as shown in Theilen and Pecher, 1990).

The application of such an in-situ experiment can contribute to the investigations of stability problems at the sea floor with respect to offshore engineering activities. The weak stability of marine soft sediments can cause damage to any offshore installation at the sea floor. The in-situ prediction of the shear strength can contribute to a more precise presite survey.

7. References

Boyce, R.E., 1971:

Appendix I: Physical properties methods. In Edgar, N.T.; Saunders, J.B.; et al.. Init. Repts. DSDP, 15; Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp 1115-1128.

Digby, P. J., 1981:

The effective elastic moduli of porous granular rocks. J. Appl. Mech., ASME, Vol. 48.

Gimpel, P., 1987:

Marine flachseismische Untersuchungen in der Kieler Bucht unter besonderer Berücksichtigung von Scherwellenmessungen. Ph. D. Ths., Univ. Kiel.

Holler, P.; Kassens, H., 1989:

Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S. METEOR Reise 7). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, No. 15.

Kassens, H., 1990:

Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläoozeanographie in der Norwegischen See. Ph. D. Ths., Univ. Kiel.

Matthews, J.E., 1982:

Shear wave velocity measurements in marine sediments. Geo-Marine Letters Vol. 2, pp 215-217.

Meißner, R; Theilen, Fr., 1983:

Attenuation of seismic waves in sediments. In: Proceedings of the 11th World Petroleum Congress, 2, John. Wiley, London.

Mienert, J. (1986)

Akkustostratigraphie im äquatorialen Ostatlantik: Zur Entwicklung der Tiefenwasserzirkulation der letzten 3,5 Millionen Jahre. 'Meteor' Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, 40, pp 19-86.

Muckelmann, R., 1985:

Theoretische und experimentielle Untersuchungen von P- und S- Wellen in Sanden unter besonderer Berücksichtigung ihrer Dämpfungseigenschaften. Ph. D. Ths., Univ. Kiel.

Prasad, M., 1988:

Experimental and theoretical considerations of attenuation and velocity interactions with physical parameters in sands. Ph. D. Ths., Univ. Kiel.

Schultheiss, P. J., 1985:

Physical and geotechnical properties of sediments from the Northwest Pacific. In: Heath, G. R. ; Burckle, L. H., et al., Init. Repts. DSDP, 86; Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Shirley, D. J. ; Hampton, L. D., 1978:

Shear-wave measurements in laboratory sediments. J. Acoust. Soc. Am., Vol. 63, No. 2, pp 607-613.

Theilen, Fr.; Pecher, I. A., 1990:

Shear-Wave investigations of the sea floor. In: Estimation and Practical Use of Seismic Velocities. EAEG/SEG Research Workshop. Expanded abstract, EAEG, Zeist, pp 364-365.

8. Acknowledgements

We thank the officers and crews of RV "Poseidon" and RV "Meteor" for their assistance during the surveys. This study was supported by the German Research Foundation. It was performed within the Joint Research Project SFB 313 at Kiel University.

Seismic Velocities and Attenuation In Fully Saturated Fine-grained Deepsea Sediments under Compaction

Leurer, K.C.; Theilen, F. (both at: Inst. für Geophysik der Christian-Albrechts-Universität Kiel)

Abstract

A deepsea sediment sample (foraminiferal mud) from a box core drawn in the Norwegian-Greenland-Sea has been analysed by a sound transmission experiment. For a better understanding of the processes involved in the consolidation of a sediment under loading conditions measurements of compressional (P-) and shear (S-) wave travel times have been carried out - the sample inserted in a pressure vessel - under stepwise increasing confining pressure up to 20 MPa with allowance for drainage of the sample. For each step of confining pressure the quality factor Q_p has been determined by the spectrum ratio method. The P-wave velocity shows the expected increase with increasing confining pressure, the signal not varying significantly over the entire pressure range. Shear waves are not transmitted below 9 MPa confining pressure, the material obviously behaves like a fluid. Above 9 MPa the S-wave velocity increases with confining pressure, the amplitudes of the S-wave signals showing a significant linear increase. The determination of the quality factor revealed a minimum for Q_p in the pressure range from 8-10 MPa, where also the transmission of the shear waves starts.

1. Introduction

The determination of seismic quantities like P- and S-wave velocities and attenuation of seismic waves is an important tool in the field of rock physics, especially of physical properties of marine sediments. Both field and laboratory measurements can provide a great deal of information about these quantities and

about their relation to other important parameters such as density and porosity. Hamilton(1972) shows that the attenuation in unconsolidated marine sediments is proportional to porosity, grain size and depth. In the case in which compaction occurs, this proportionality predicts an increase of attenuation with depth to a maximum and, at greater depths, a decrease (Matthews,1980). Lindenau(1986) investigated three different clays with the pulse transmission apparatus which has also been used for the present investigations. She found that the specific dissipation $1/Q$ of compressional waves shows a slight increase as a function of confining pressure up to 20 MPa for each of the different clay samples. However, a maximum of attenuation was not observed in the pressure range under consideration.

The different mechanisms which may lead to a dissipation of the wave energy are of special interest. In marine sediments, mainly two mechanisms are active which cause an overall attenuation due to a combined effect of these mechanisms. One of these loss mechanisms results from friction and/or anelastic behaviour of bonds at the grain contacts, the other is due to viscous losses in the pore fluid, provided there is a relative motion between the fluid and the skeletal frame (Biot,1962;Stoll,1979). In sediments of low permeability, i.e., of low grain size, such as clays and muds, the loss effect by viscous flow phenomena is supposed to be less active than losses by grain-to-grain effects. In coarse-grained sediments, such as sands and silts, the losses due to relative motion of the fluid predominate (Meißner & Theilen,1983). Hamilton(1972) stresses the importance of interparticle forces due to adsorption in sediments of low grain size and high porosity for the observed attenuation, however, a quantitative electrochemical mechanism is not presented.

Previous investigations on wave attenuation due to electrochemical interactions between the surface of the solid frame of a rock and certain molecules present in the pore space have been performed by Tittmann et al.(1980), who observed a great increase of attenuation of about one order of magnitude due to the presence of small amounts of adsorbed volatiles at the surfaces of the pores of a lunar basalt of very low porosity. This is, of course, uncomparable to the conditions in a marine sediment, but the adsorption mechanisms involved maybe described similarly. In the case of the lunar basalt, there is an adsorption of

molecules from a gaseous phase, whereas in a marine sediment an adsorption of water molecules and ions from the aqueous phase occurs. Schopper(1983) gives a qualitative theoretical treatment on the inelastic behaviour of porous reservoir rocks. A certain contribution to the total attenuation is ascribed to interface layer effects, namely interactions between the solid rock material and the aqueous liquid which occur at the internal surface of the rock.

The present laboratory investigations have been carried out on a marine sediment sample from box core 23254-2, drawn in the Norwegian-Greenland-Sea at 73° 03.8 N and 09° 43.4 E at 2227 m water depth. The sample has been cut out of the box core by a steel cylinder in the depth interval of 5.53 to 5.68 m. The sample material appears macroscopically homogeneous and it consists of foraminiferal mud (Hirschleber et al.,1988) with an initial porosity of 57%.

2. Definition of the quality factor Q

It is practical to describe the anelastic behaviour of a certain material by the quality factor Q or its inverse, the specific dissipation Q^{-1} . The fundamental definition given by Knopoff & McDonald(1958) defines Q as the ratio of maximum strain energy stored during one loading cycle, E_0 , to that energy lost in that cycle, ΔE_0 :

$$Q = 2\pi E_0 / \Delta E_0. \quad (1)$$

According to Dain(1962) the average strain energy stored during one loading cycle, E_{av} , is used:

$$Q = 4\pi E_{av} / \Delta E_0. \quad (2)$$

The above given definitions are valid only for periodical loads, so for waves encountered in seismics the relation by Futterman(1962) is used:

$$Q_{seis} = 2\pi E_0 / \Delta E_0, \quad (3)$$

with e_0 = maximum amplitude of kinetic energy density, and Δe_0 = decline of e_0 along one wave length.

3. Spectrum ratio method

For the determination of the quality factor Q_p the spectrum ratio method (e.g. Toksöz et al., 1979) has been used. The spectrum ratio method determines the quality factor by comparison of the amplitude spectra of a reference signal and a signal transmitted through the sample. The reference is a material with an extremely high quality factor, e.g. aluminium, which has a Q of 150,000.

The amplitudes can be expressed as

$$A(f,t,x) = A_0 G(x) \exp(-\alpha x) \exp(i(kx - ft)), \quad (4)$$

with: A_0 : amplitude of the source signal

f : frequency; x : distance; t : time; k : wave number; $G(x)$: geometrical factor

α : attenuation coefficient.

The ratio of the Fourier amplitudes of sample and reference, indicated by subscripts 1 and 2, respectively, is

$$\begin{aligned} A_1/A_2 &= (G_1/G_2) \cdot \exp(-(\alpha_1 - \alpha_2)) \quad \text{or} \\ \alpha_1 - \alpha_2 &= (1/x) \cdot (\ln(G_1/G_2) - \ln(A_1/A_2)) \end{aligned} \quad (5)$$

with the same geometry for both. If the geometrical factor G_1/G_2 is assumed to be constant with frequency, and if the attenuation coefficient of the reference $\alpha_2 \approx 0$, corresponding to $Q_2 \approx \infty$, then the attenuation in the sample can directly be determined from the slope of the amplitude ratios as a function of the frequency. Fig.1 shows an example of the sediment sample under consideration. The shift to lower frequencies in the case of the sample with respect to the reference is characteristic for an attenuating medium.

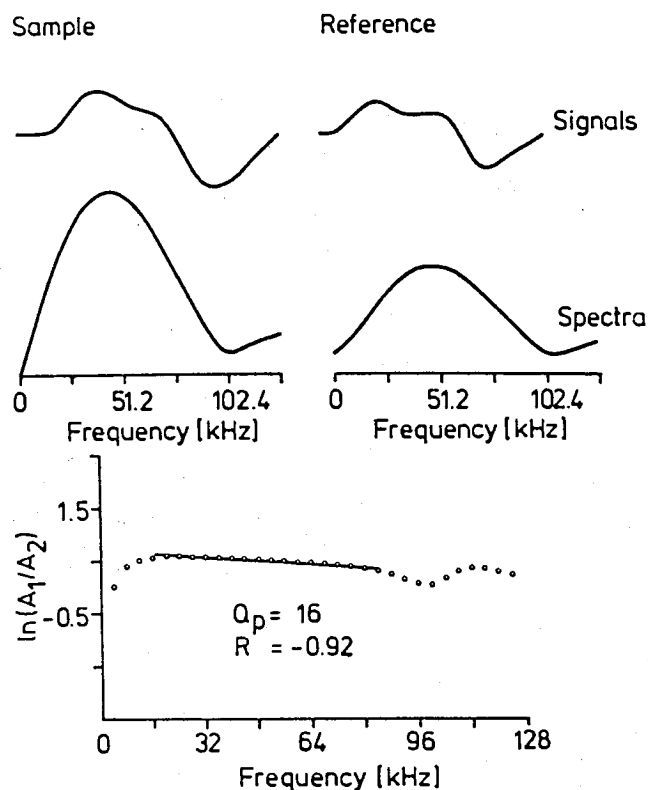


Fig.1: Example to illustrate the determination of the quality factor Q_p by the spectrum ratio method.

4. Instrumentation and Measurement Procedure

The laboratory measurements have been carried out using the pulse transmission method. This method is very easy in implementation, and it allows simultaneous measurement of geological parameters along with the seismic measurements. The pulse transmission system used essentially consists of a pressure vessel in which the sample is installed, and the usual electronic facilities for signal generation connected to a transient recorder which digitizes the received signals and transmits them to a computer. The central part of the system, as shown in fig.2, consists of two pairs of identical piezoelectric transducers for compressional and for shear waves, respectively, which are mounted on transmitter plates on the two sides of a rubber casing holding the cylindrically cut sample. The transducers on the lower plate work as signal generators, those on the upper one work as

receivers. The S-wave transducers have a nominal frequency of about 200 kHz. The signal generator is excited by a sinusoidal wave of 100 kHz frequency. The P-wave transducers have a resonance frequency of about 50 kHz; here the signal generator is excited by the rising flank of a rectangular pulse. The rubber casing guarantees a triaxial pressure, when the sample container is installed in the pressure vessel. The sample length is determined by three pairs of distance sensors which also operate with piezoelectric transducers. A number of small canals of a diameter of 1 mm drilled through the transmitter plates serve as a drainage for the pore fluid which is forced out of the sediment, when the pressure is applied. The amount of the pore fluid pressed out can be controlled by two measuring cylinders which allow the determination of density and porosity during the whole measurement procedure. The pressure vessel allows a maximum pressure of 20 MPa.

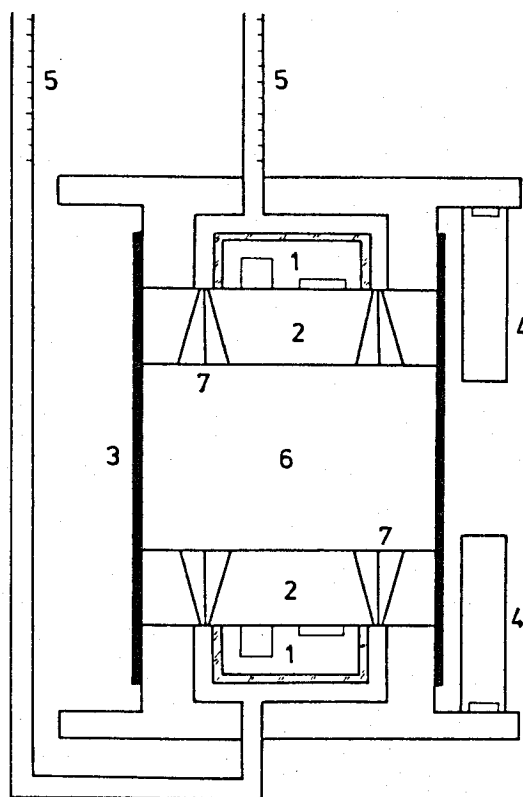


Fig.2: Schematic view of the sample container of the pulse transmission apparatus: 1 - transducers; 2 - transmitter plates; 3 - rubber jacket; 4 - distance sensors; 5 - measuring cylinders; 6 - sample; 7 - drainage canals. Sample diameter: 150 mm.

The measurement of the travel times have been carried out at pressure steps of 1 MPa up to the maximum pressure. At each step the pressure was held constant until the settling of the sample had reached a state in which the travel times of the distance sensors differed only in the range of nanoseconds over a certain time interval, corresponding to a change in sample length of approximately 1 micrometer.

5. Results

The observation of the signal forms revealed an unexpected behaviour of the sample material: In the pressure range below 9 MPa shear wave signals were not detectable at all. However, above that point on shear waves did occur, the amplitudes of them showing a strong (linear) increase with increasing confining pressure (fig.3).

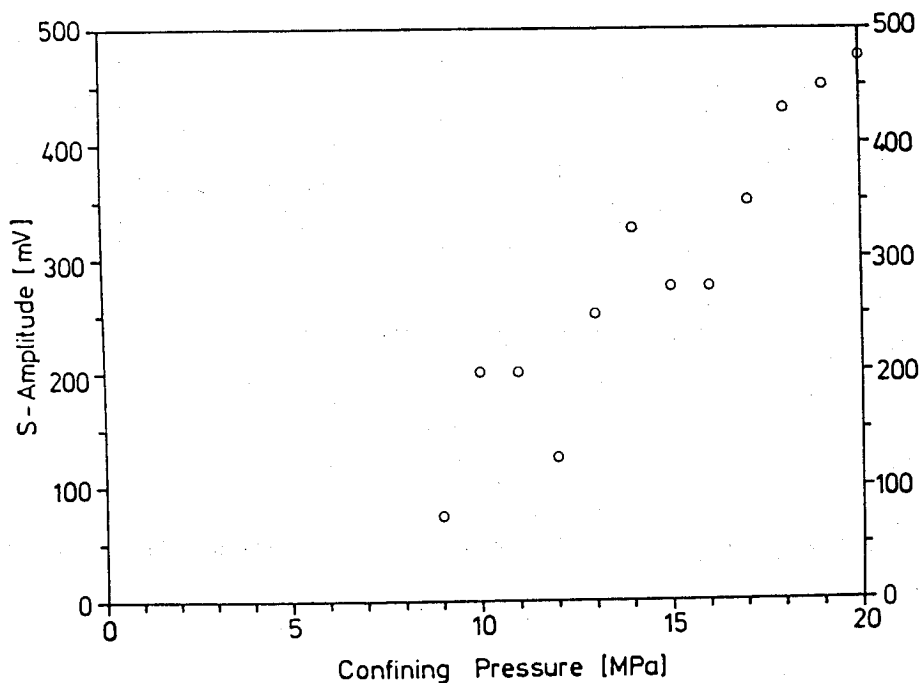


Fig.3: Shear wave amplitudes as a function of confining pressure.

This observation points out that, up to the mentioned pressure of 9 MPa and from a "shear-wave-point-of-view", the sample material reacts as a fluid which changes into a solid at higher pressures. The signals of the P-waves remain nearly unchanged over the entire pressure range. The results of the velocity determination are shown in fig.4. Here, a strong increase of the P-wave velocity in the lower pressure range can be seen, which is due to the strong compaction of the sample material. The velocity of the shear waves, where it could be determined, shows the same degree of increase. The P-wave velocity ranges from 1730 m/s at 1 MPa to 2430 m/s at 20 MPa confining pressure. The S-wave velocity shows an increase from 870 m/s at 9 MPa to 1050 m/s at 20 MPa.

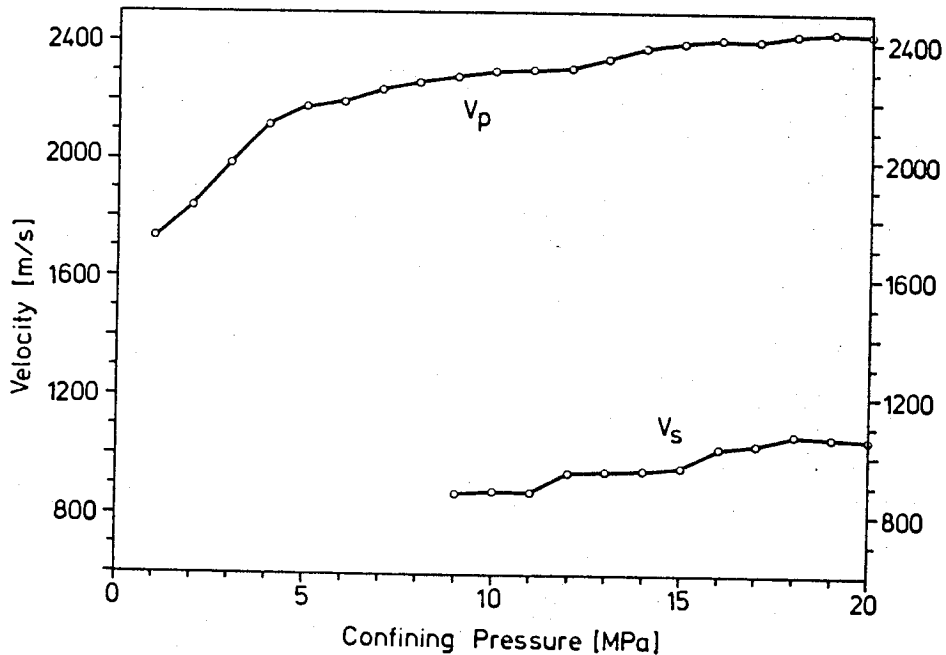


Fig.4: Compressional and shear wave velocity of the forminiferal mud as a function of confining pressure.

A comparison to the velocity data (fig.5) of an earlier investigated fully saturated artificial sand sample of grain size interval 0.30 to 0.35 mm shows that the increase of the compressional velocity with confining pressure is not as strong as

in the case of the marine sediment sample. This is due to the comparatively low compaction of the well-rounded, closely-packed sand.

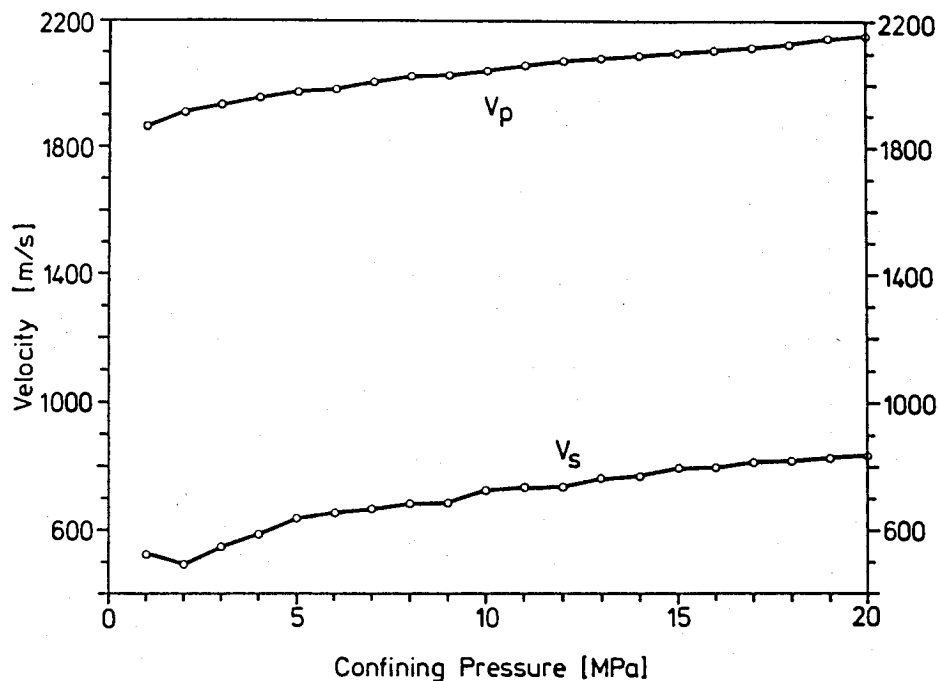


Fig.5: Compressional and shear wave velocity as a function of confining pressure of a fully saturated artificial sand sample; grain size: 0.30 - 0.35mm.(Huszk,1986)

The most important result so far is the variation of the quality factor of the P-waves, Q_p , as a function of confining pressure which is shown in fig.6. The most striking feature is the minimum of Q_p in the pressure range from about 8-10 MPa, i.e. there is a decrease in the quality factor in spite of an expected increase. Above the pressure range with the minimum for Q_p the quality factor increases slightly with pressure. This appears to be consistent to the prediction of the maximum of attenuation by Matthews(1980), based on investigations of Hamilton(1972), for a marine sediment undergoing compaction. A comparison with the velocity data (fig.4), shows clearly that the position of the minimum in Q_p coincides with the beginning of shear wave transmissions.

The quality factor of the compressional waves in the case of the mentioned sand sample does not show such a behaviour as a function of confining pressure (fig.7); here the attenuation shows a monotonous decrease with pressure.

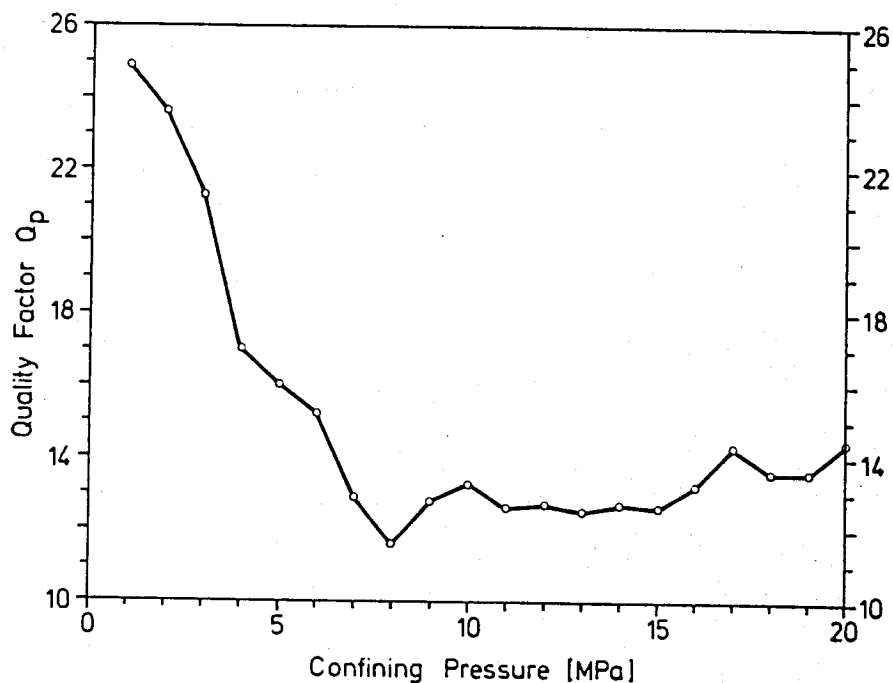


Fig.6: Quality factor Q_p of the foraminiferal mud as a function of confining pressure.

So the minimum of the quality factor seems to reflect a characteristic anelastic behaviour of the sample material, which requires a reasonable explanation. Most important in this context is the answer to the question, whether a special dominant attenuation mechanism is responsible for the observed anelastic behaviour.

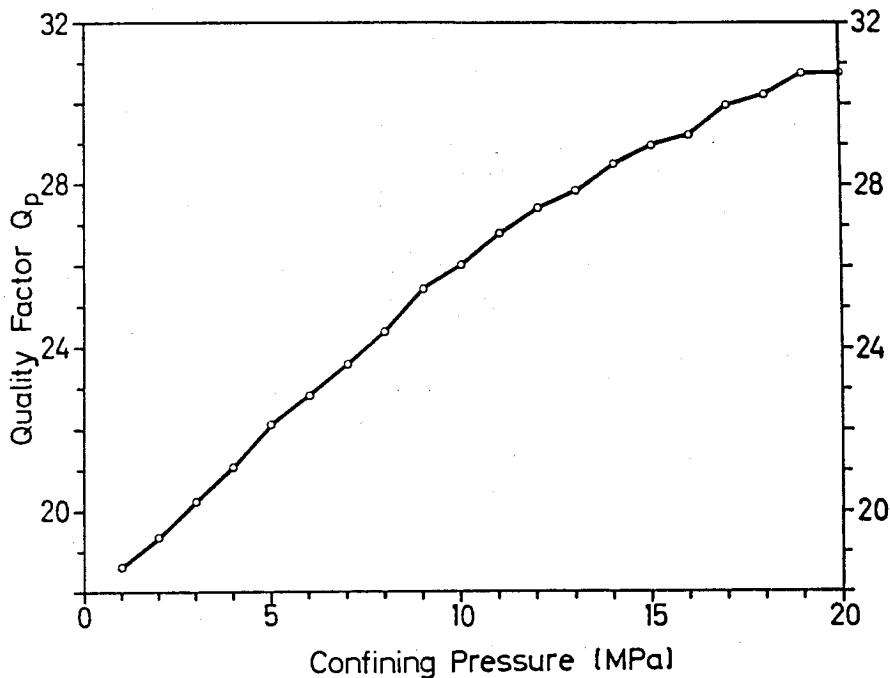


Fig.7: Quality factor Q_p of a fully saturated artificial sand sample (grain size: 0.30 – 0.35mm) as a function of confining pressure (Huszk,1986).

6. Attenuation Mechanism

Based on the first experiments no attenuation mechanism is available which can be derived from a rheological model and which is based on a quantitative mathematical theory. Hence our conception of the dominant attenuation mechanism presented here is only of qualitative nature.

The observed attenuation behaviour of the deepsea sediment sample under consideration is assumed to be due to the effect of adsorbed water molecules and ions from the pore fluid at the surfaces of the sediment particles.

The term adsorption generally denotes the accumulation of molecules, atoms or

ions from a fluid or gaseous phase at the surface of a solid or a fluid. In the field of marine sedimentology one has to regard water molecules and ions from the sea-water in the pore spaces of the sediment adsorbed at the sediment particle surfaces.

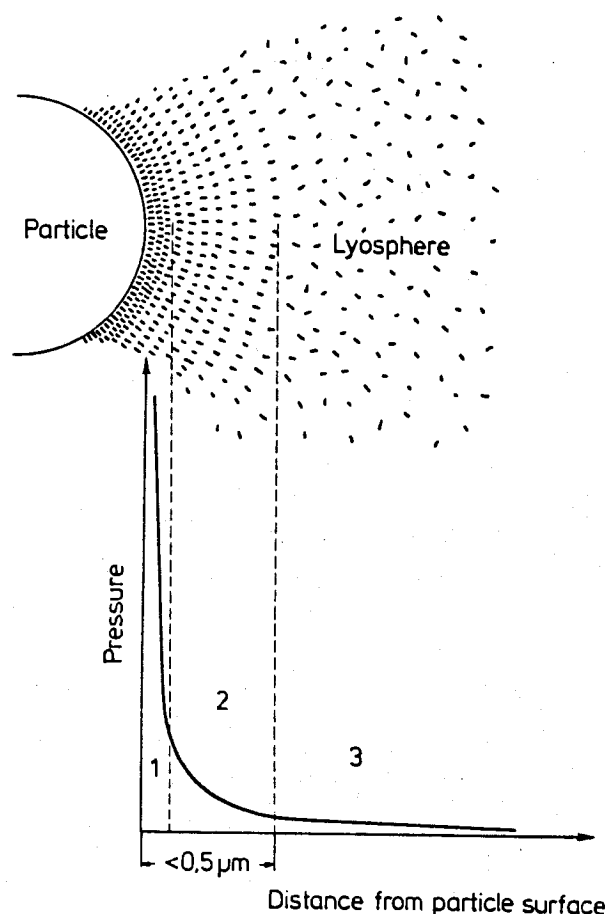


Fig.8: Schematic view of the molecular effects in the solid particle-water system as a function of the distance from the particle surface: 1 - range of icelike character; 2 - range of high viscosity; 3 - ordinary liquid water (after Kézdi,1982).

The causes for adsorption are electrostatic forces, van-der-Waals forces and hydrogen bonds. If exchangeable cations are present in the pore fluid, then their hydration water contributes a large amount of additional adsorption water. The attractive forces close to the sediment particle surface may have very high values; Scheffer & Schachtschnabel(1989) give a value of 600 MPa water tension for the

first monomolecular layer of adsorbed water. These attractive forces decrease strongly with the distance from the particle surface. The consistency of the adsorbed water changes therefore from an icelike character at the surface to a range of asphaltlike viscosity and finally, under certain conditions at distance of 0.5 micrometers from the surface, to ordinary liquid water (Kézdi, 1982). The attractive force expressed by the corresponding water tension as a function of the distance from the particle surface is shown in fig. 8. The sediment particle exists as a composition of the solid grain surrounded by a "lyosphere" (Kézdi) which prevents a direct grain-to-grain contact. This is assumed to be the initial state of the deepsea sediment sample under consideration.

It is assumed that the observed attenuation behaviour as a function of confining pressure can be ascribed to the mechanism presented in the following. Two cases are considered. Case 1 refers to the lower pressure range in which the quality factor Q_p shows a decrease; case 2 is the pressure range greater 10 MPa where the quality factor shows a slight increase.

In case 1 the sediment particles are assumed to be in contact only with the weakly bound outer parts of their adsorbed water skins. This is due to the specific kind of sedimentation ("card-house structure") in a saline environment. The passing P-wave leads to a displacement of the particles. A certain amount of the adsorbed water is forced out of the water skin into the free water in the pore space; the recombination takes place after a certain relaxation time. This process dissipates energy of the P-wave. The sediment particles are compacted under increasing confining pressure so that less bound water molecules and ions are squeezed out of the outer water skin. Molecules with stronger bonding energy are effected by particle motion due to a passing seismic wave, which increases the attenuation. This process, however, is limited of a special pressure, from which on the wave field pressure becomes unable to overcome the bonding energy of the molecules. Beyond this pressure, the attenuation decreases and the sediment behaves like a solid which allows the transmission of shear waves.

The slight increase of the quality factor Q_p in case 2 can be explained by an increase in stiffness of the sample material due to increasing confining pressure, leading to the strong increase of the S-wave amplitudes (fig. 3). The sediment

particles have approached so close to each other that they are in contact with the strongest bound inner parts of their water skins. The local pressure changes due to the displacements of the passing P-wave are no longer capable of breaking the bonds of the adsorbed water molecules and ions.

7. Discussion

The observed attenuation phenomena can be explained by a qualitative description of bond-breaking processes. However, also fluid flow processes as described by Biot(1962) may contribute to the attenuation. Bourbié et al.(1986) state that the attenuation due to breaking of chemical bonds is undoubtedly negligible in porous rocks at high saturation grades. This seems to be inconsistent with the above given explanation. However, fluid flow mechanisms dominate in coarser grained sediments with high permeability. In clays, which are characterized by low values for permeability, the extremely large specific internal surface enables electrochemical processes to be much more effective than in coarser grained sediments. For this reason they are considered to be the dominant attenuation mechanisms in fine-grained marine sediments.

This assumption is also confirmed by the behaviour of the shear waves, Fluid flow mechanisms effect the attenuation of shear waves in sediments but they do not prevent shear wave transmission, which was observed for the lower pressure range.

Another central part which leads to our conclusions is the assumption of a fluidlike state of the sample material in the pressure range below about 8-10 MPa. In this context the question arises, whether shear waves are actually not transmitted - or do they occur, the energy of them simply being too small to be detectable. Philipp(1989) investigated the box core, from which the sample has been taken, as a whole by means of a sounding apparatus, using a relatively low frequency of about 300 Hz for the shear wave excitation. The author indeed observed shear waves which showed a velocity of 25 m/s in the corresponding range.

Finally, the proposed attenuation mechanism will remain unsatisfactory as long as it cannot be confirmed by quantitative considerations. In this context, it will be necessary to give an exact expression for the bonding energy of the adsorbed ions and water molecules and for the activation energy which has to be produced by the passing compressional wave to initiate the process of desorption. These quantities will have to be related to the specific internal surface of the material under consideration.

S. Conclusions

The experiments have shown that clay-containing marine sediments are characterized by an unusual behaviour in S-wave transmission. Shear wave propagation is strongly dependant on the effective pressure which determines the state of compaction. A maximum in the attenuation of P-waves for fine-grained sediments has been predicted by Matthews(1980), but an experimental confirmation could not be presented before now.

It has been observed from in-situ measurements in shallow marine areas in the Baltic Sea that shear wave velocities increase strongly with depth (Gimpel,1987). P-wave velocities, on the other hand, are nearly constant in the upper 10 to 20 meters, unless the type of sediment is changing. Combined P- and S-wave observations of the velocities and attenuation obviously yield information on the effective pressure within a sediment column. This gives access to the investigation of sediment stabilities at shelf slopes and for sites with mechanical load by offshore activities.

For this experiment it has to be taken into account that the sediment sample was not investigated under in-situ conditions. It is questionable, whether in-situ conditions could be reproduced by performing the experiment in a vessel allowing the increase of the confining pressure.

9. Acknowledgements

This study was supported by the German Research Foundation. It was performed within the Joint Research Project SFB 313 at Kiel University.

9. References

- Biot. M.A., 1962
Generalized Theory of Acoustic Wave Propagation in Porous Dissipative Media.
J. Acoust. Soc. Am., Vol. 34, pp. 1254-1264
- Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., 1987
Acoustics of Porous Media.
Editions Technip; Paris
- Dain, J., 1962
Q, loaded and unloaded.
In: Thewlis, J. (ed.), Encyclopaedic Dictionary of Physics, 5,
Pergamon; London
- Futterman, W.I., 1962
Disperse Body Waves.
J. Geophys. Res., Vol. 67, pp. 5279-5291
- Gimpel, P., 1987
Marine flachseismische Untersuchungen in der Kieler Bucht unter besonderer Berücksichtigung von Scherwellenmessungen.
Doctor thesis, Universität Kiel
- Hamilton, E.L., 1972
Compressional-Wave Attenuation in Marine Sediments.
Geophysics, Vol. 37, pp. 620-646
- Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., v.Bodungen, B., Thiede, J., 1988
Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 Nr. 10: Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1. Juni bis 28. September 1988; Universität Kiel
- Huszkak, M., 1986
Personal communication

Kézdi, A., 1982

Handbook of Soil Mechanics, Vol. 1: Soil Physics.
Elsevier; Amsterdam, Oxford, New York

Knopoff, L., McDonald, G.J.F., 1958

Attenuation of Small Amplitude Stress Waves in Solids.
Rev. Modern Phys., Vol. 30, pp. 1178-1192

Lindenau, K., 1986

Personal communication

Matthews, J.E., 1980

Heuristic Physical Property Model for Marine Sediments
J. Acoust. Soc. Am., Vol. 68, pp.1361-1370

Meißner, R., Theilen, F., 1983

Attenuation of Seismic Waves in Sediments.
In: Proceedings of the 11th World Petroleum Congress, 2
John Wiley; London

Philipp, J., 1989

Bestimmung der Kompression- und Scherwellengeschwindigkeit mariner
Sedimente an Kastenlotkernen: Entwicklung einer Meßapparatur und
Vergleich mit sedimentologischen Parametern.
Doctor thesis, Universität Kiel

Scheffer, F., Schachtschnabel, P., 1989

Lehrbuch der Bodenkunde.
Enke; Stuttgart

Schopper, J.R., 1983

Inelastic Absorption in Porous Rocks Related to Common Petrophysical
Quantities.
SPWLA Twenty-fourth Annual Logging Symposium, pp. 1-14



Stoll, R.D., 1979

Experimental Studies of Attenuation in Sediments.

J. Acoust. Soc. Am., Vol. 66, pp. 1152-1160

Tittmann, B.R., Clark, V.A., Richardson, J.M., Spencer, T.W., 1980

Possible Mechanism for Seismic Attenuation in Rocks Containing Small Amounts of Volatiles.

J. Geophys. Res., Vol. 85, pp. 5199-5208

Toksöz, M.N., Johnston, D.H., Timur, A., 1979

Attenuation of Seismic Waves in Dry and Saturated Rocks: I Laboratory Measurements.

Geophysics, Vol. 44, pp. 681-690

Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S. METEOR, Reise 7)

Holler, P. und Kassens, H.

Zusammenfassung

Während der "Meteor"-Reise 7 im Europäischen Nordmeer wurden auf den Fahrabschnitten 7/2, 7/3 und 7/5 Sedimentkerne für sedimentphysikalische Untersuchungen entnommen.

Die Kenntnis der sedimentphysikalischen Eigenschaften, besonders der Tiefseesedimente innerhalb dieses Arbeitsgebietes, ist noch sehr lückenhaft. Andererseits ist beispielsweise die Tragfähigkeit des Meeresbodens, seine Stabilität gegenüber Rutschung und Erosion sowie einer Vielzahl anderer, frühdiagenetischer Vorgänge direkt von diesen eigenschaften abhängig. Generell sind sedimentphysikalische Eigenschaften sowie deren Veränderung mit zunehmender Teufe wesentliche Grundlagen für andere Untersuchungen, z.B. für die Berechnung der Akkumulationsraten.

Der Vergleich sedimentphysikalischer Eigenschaften aus verschiedenen Ablagerungs- und Faziesbereichen des Weltmeeres führt zu einem besseren Verständnis des Konsolidationsprozesses in den oberflächennahen Sedimentschichten dieser Bereiche. Dadurch wird es erst möglich allgemein gültige Aussagen über das Konsolidationsverhalten mariner Sedimente zu machen.

Ziel des vorliegenden Reports ist die systematische Zusammenstellung sämtlicher sedimentphysikalischer Eigenschaften von der "Meteor"-Reise 7 und eine erste Diskussion der Veränderungen dieser Eigenschaften mit zunehmender Teufe.

Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren Frühdiagenes und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von Heidimarie Kassens

Zusammenfassung

Basierend auf sedimentologischen und sedimentphysikalischen Daten von achtzehn feinstratigraphisch datierten Sedimentkernen aus der Norwegischen See zeigen sich folgende wichtige Ergebnisse :

Gebunden an eine ästuarine Zirkulation in der Norwegischen See, die im Gegensatz zur heutigen antiästuarinen Strömung steht, zeigen diese spätquartären Sedimentprofile immer wieder außergewöhnlich hohe Scherfestigkeitswerte, welche die "normale" Festigkeit bis um den Faktor zehn überschreitet (Abb. 1). Diese Scherfestigkeitsmaxima können nicht durch konventionelle Sedimenteigenschaften, z. B. Korngrößenverteilung oder Gravitationskompaktion erklärt werden.

Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop haben nachgewiesen, daß Zementation des Sediments durch Silikat-Krusten eindeutig auf die verfestigten Lagen beschränkt ist und die eigentliche Ursache für die Scherfestigkeitsmaxima darstellt.

Diese lagenweise konzentrierten Zementationsvorgänge erfordern ein besonderes Angebot von SiO_2 im Porenwasser der Sedimente. Offenbar bestand ein solches Angebot in der frühen Eiszeit-Termination I und bei ähnlichen inter-kaltstadialen Abschmelzphasen sowie bei besonderen ozeanographischen Situationen in einigen Hochglazialen. Wir nehmen an, daß im Zusammenhang mit kräftigen Nordwinden es damals vor dem westlichen europäischen Kontinentalrand zu kurzfristigen Episoden von küstennahem Auftrieb kam, die zu hoher Diatomeenproduktion und dadurch zu großen Mengen von SiO_2 im Sediment führten. Diese erhöhten SiO_2 -Gehalte im Sediment verursachten dann über Silikat-Krusten die Sedimentverfestigung - die Scherfestigkeitsmaxima. Sie bewirken deutliche und engständige seismische Reflektoren und sind somit auch die Taktgeber für die Reflektorenfolge in hochauflösenden Echolotaufzeichnungen.

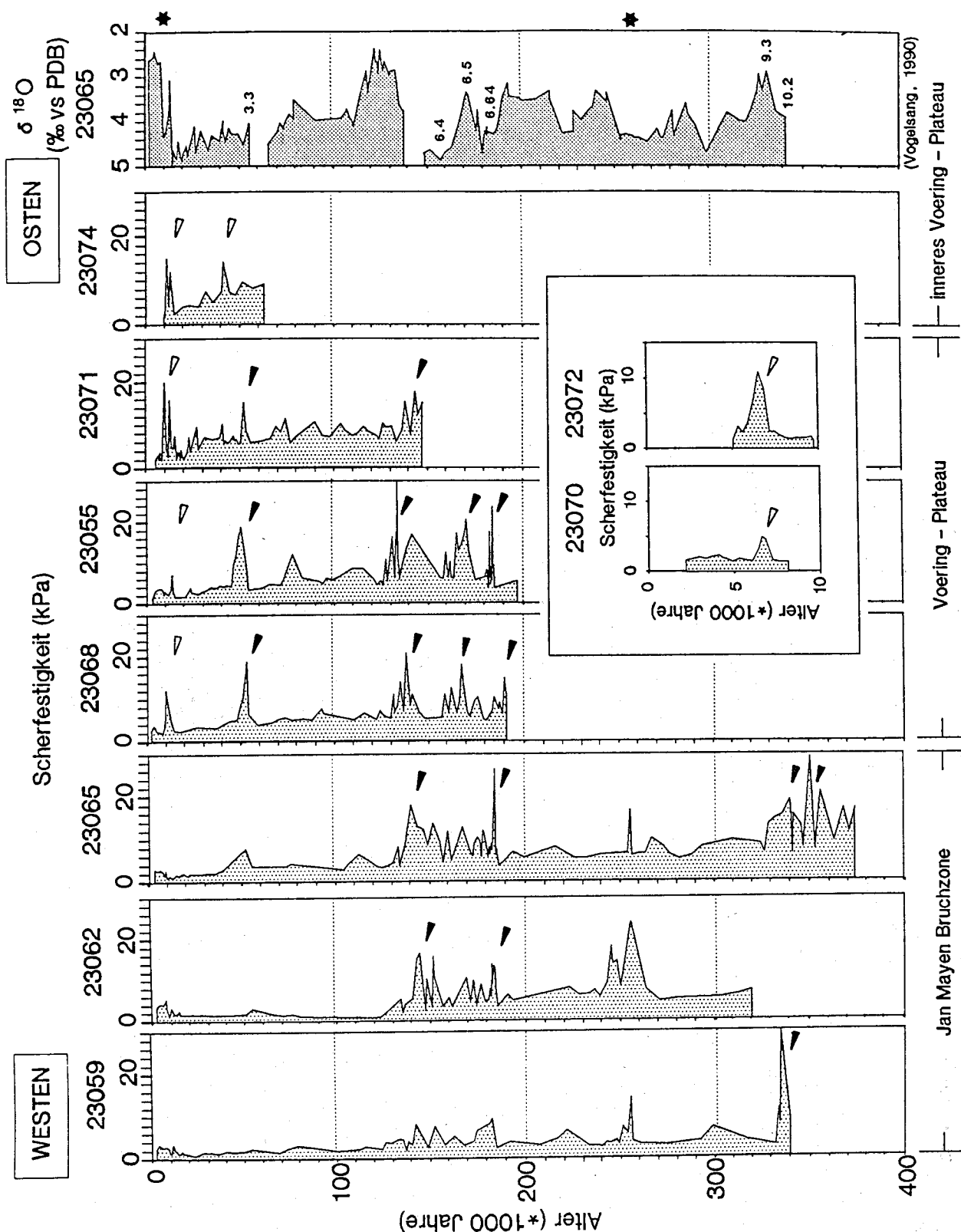


Abb. 1: Altersstellung der Scherfestigkeitsmaxima während der letzten 350.000 Jahre. (▽) Scherfestigkeitsmaxima im Bereich der letzten Enteisungsphase, die an keinen speziellen Faziestypen gebunden sind. (▴) Scherfestigkeitsmaxima in laminierten Sedimenthorizonten. Sterne markieren Aschenlagen. Einstufungskorrektur bei Stadium 6.2 im Sedimentkern 55: Betrifft Scherfestigkeitsmaximum bei 133.000 J.v.h., korrigiert 140.000 J.v.h..

23068

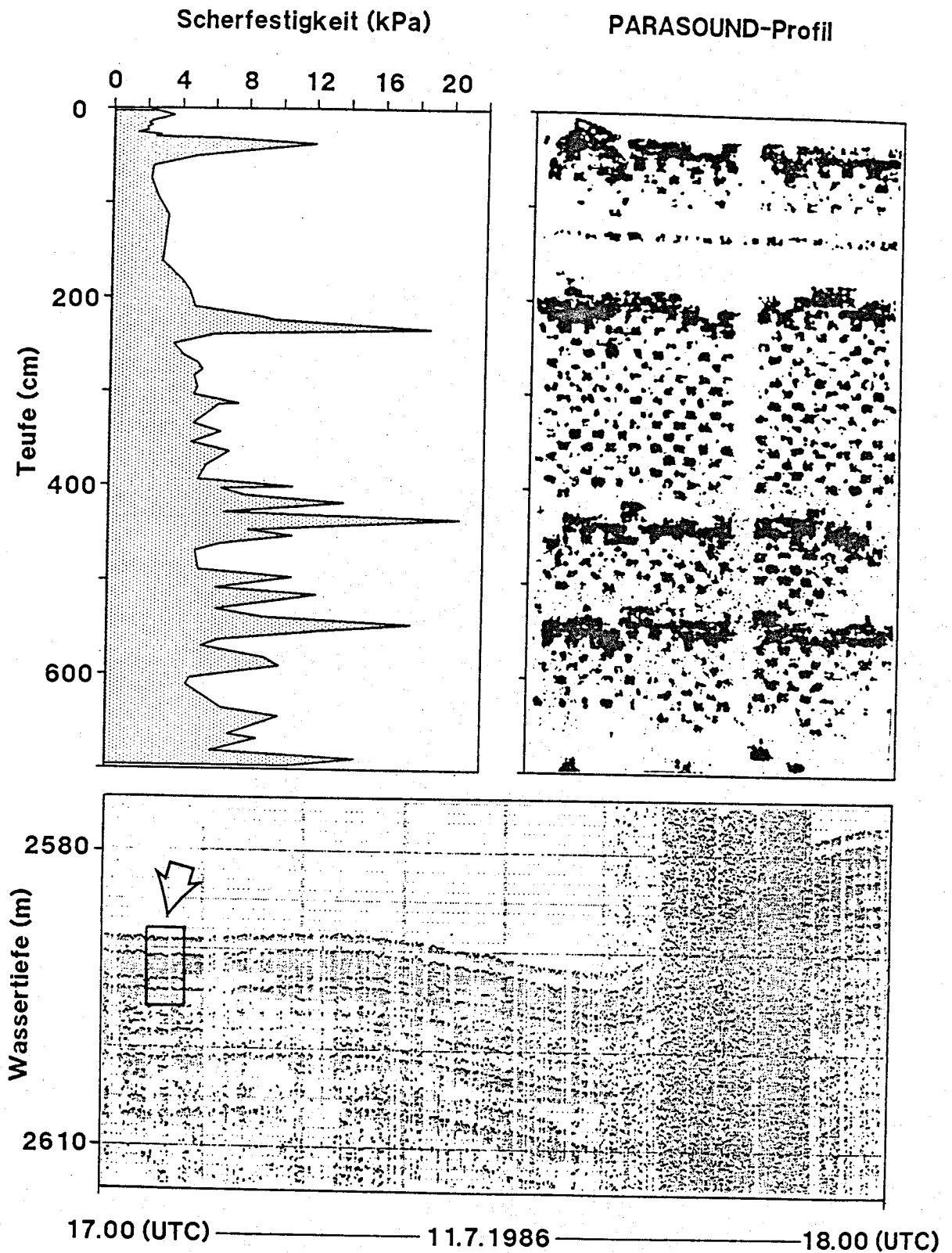


Abb. 2: Korrelation zwischen Scherfestigkeitsspitzen in laminierten Sedimenthorizonten und seismische Reflektoren im hochauflösenden PARASOUND-Echogramm am Beispiel der Station 68 vom südlichen Vøring-Plateau.

Berechnung von Pseudoimpedanzlogs mit Hilfe autoregressiver Spektrenerweiterung

Diplomarbeit von Bernd Hintz
vorgelegt am Institut für Geophysik im November 1988

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird eine mögliche Verfahrensweise zur Berechnung eines Pseudoimpedanzlogs dargestellt. Das Inversionsprozessing führt von dem Seismogramm über verschiedene Filterverfahren, die der Waveletbearbeitung dienen, bis zur Vorhersage niederfrequenter, spektraler Anteile für das Pseudoimpedanzlog.

Für die Berechnung werden die Daten auf wahre Amplituden korrigiert und sämtliche Störeinflüsse im Seismogramm beseitigt. Die Amplitudenkorrektur berichtigt den Einfluß der sphärischen Divergenz mit einer Methode nach Newman (1973), die die Geschwindigkeitsverteilung der Reflektoren mit der Laufzeit in die Berechnung einbezieht.

Um die Störeinflüsse, die bei der Registrierung der Daten auftreten, zu eliminieren, wird das Seismogramm mit einer Wiener Vorhersagedekonvolution gefiltert. Die Dekonvolution beseitigt den Bubble-Effekt, der durch die oszillierende Luftblase bei einer Airgunexplosion auftritt. Diese Berechnung war trotz des Einsatzes eines neuen Airgun-Arrays, das die Bubbleoszillationen unterdrückt, notwendig. Denn jeder unechte Einsatz im Seismogramm täuscht einen Reflexionskoeffizienten vor, der die Inversion verfälscht.

Um die akustische Impedanz aus reflexionsseismischen Messungen zu erhalten, werden die Seismogrammspuren in Zeitreihen umgewandelt, welche die Reflektivitätsfunktion repräsentieren. Für die Berechnung des Reflexionskoeffizienten werden das Waveletshaping-Filter und das Spike-Filter benutzt. Diese Filter reagieren sehr empfindlich auf den Einfluß von Noise im Seismogramm. Aus diesem Grund wird die seismische Spur mit einem "Threshold"-Filter bearbeitet, der Noise mit kleiner Amplitude unterdrückt. Damit wird ein besseres Prozessing ermöglicht.

Nach der Filterung der Seismogrammspur wird die Ergebnisspur in ein Pseudoimpedanzlog invertiert. Die Inversion wird mit einer rekursiven Formel ausgeführt, die unempfindlich auf große Änderungen der Reflexionskoeffizienten reagiert. Das Hauptproblem der Hochpassfilterung des Pseudoimpedanz-

logs wird durch die Vorhersage niederfrequenter Information beseitigt. Dabei wird ausgehend vom Konvolutionsmodell für den Aufbau den Erduntergrundes die Seismogrammspur als ein autoregressiver Prozeß modelliert. Mit diesem Ansatz wird der niederfrequente Anteil aus dem bekannten Spektrum der Zeitreihe vorhergesagt.

Das Pseudoimpedanzlog und das dazugehörige Pseudogeschwindigkeitslog und Pseudodichtelog zeigen eine gute Übereinstimmung mit den an Site 642 (Thiede und Eldholm, 1987) gemessenen physikalischen Bohrlochdaten. Von diesen Bohrlochdaten wurden die Dichte- und die Geschwindigkeitswerte des Sediments betrachtet und zur Berechnung eines synthetischen Seismogramms benutzt. Mit dem synthetischen Seismogramm ist eine gute stratigraphische Einordnung der Reflexionshorizonte möglich. Andererseits sind die Strukturen der gemessenen Bohrlochlogs nicht nur mit den berechneten Pseudologs vergleichbar, sondern man erhält mit dem Pseudogeschwindigkeitslog realistischere Amplitudenwerte für größere Laufzeiten.

Literatur

Newman, P. (1973) : Divergence Effects in a Layered Earth. Geophysics, Vol. 38, No. 3, pp. 481-488.

Thiede, J.; Eldholm, O.; et al. (1987) : Proc. Init. Repts. (Pt. A), ODP 104.

Durchschallung von Kastenloten - Entwicklung der Apparatur und erste Messergebnisse

Diplomarbeit von Sönke Neben
vorgelegt am Institut für Geophysik im Juni 1988

Zusammenfassung

Zur Messung der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen in Kastenlotkernen ist eine Anlage entwickelt worden, die nach dem Durchschallungsprinzip arbeitet (Abb. 1).

Diese Apparatur ist so konzipiert worden, daß der Sedimentkern nahezu zerstörungsfrei vermessen wird. Dabei wird durch den Aufbau der Durchschallungsanlage die Aufnahme eines kontinuierlichen Meßprofils entlang eines Kernes ermöglicht. Die Arbeitsfrequenz ist 33 KHz und liegt damit im Bereich von hochauflösenden Sedimentecholotsystemen.

Die Ausbreitung longitudinaler Wellen im Sedimentkern wurde berechnet, um zu untersuchen inwieweit die Geometrie des Kastenlots die Geschwindigkeit der seismischen Wellen beeinflußt. Eine starke Abhängigkeit vom Radius des Zylinders zeigt die Geschwindigkeit der sogenannten Stabwelle, wenn die Wellenlänge in der Größenordnung des Radius liegt. Durch die Anregung von 60% der Kastenlotstirnfläche werden schon in geringer Entfernung (wenige Zentimeter) vom Sender ebene Kompressionswellen gemessen, da die Stabwellengeschwindigkeit bei einer Kompressionswellengeschwindigkeit von 1500 m/s für den Poissonzahlenbereich des Kastenlotmaterials (0.4-0.49) zwischen 365 m/s und 1020 m/s liegt und solche niedrigen Werte nicht gemessen wurden (Abb. 2).

Die ersten Meßeinsätze der Durchschallungsanlage in der Norwegisch-Grönländischen See und in der westlichen Ostsee sowie dem Kattegat führten zu unterschiedlichen Ergebnissen.

Die an den Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See ermittelten Geschwindigkeiten zeigen eine gute Korrelation mit den sedimentphysikalischen Parametern. Dabei trat die Abhängigkeit der Kompressionswellengeschwindigkeit vom Sandgehalt (Korngrößenverteilung) am deutlichsten hervor (Abb. 3). Aber auch mit Scherfestigkeitsmaxima, bedingt durch früh-diagenetisch verfestigte Horizonte (SFB Berichtsband, 1987), ließ sich eine gute Korrelation erkennen. Weiterhin wurde die Beziehung zwischen Geschwindigkeit und Porosität untersucht. Ein Vergleich mit der empirischen Formel von

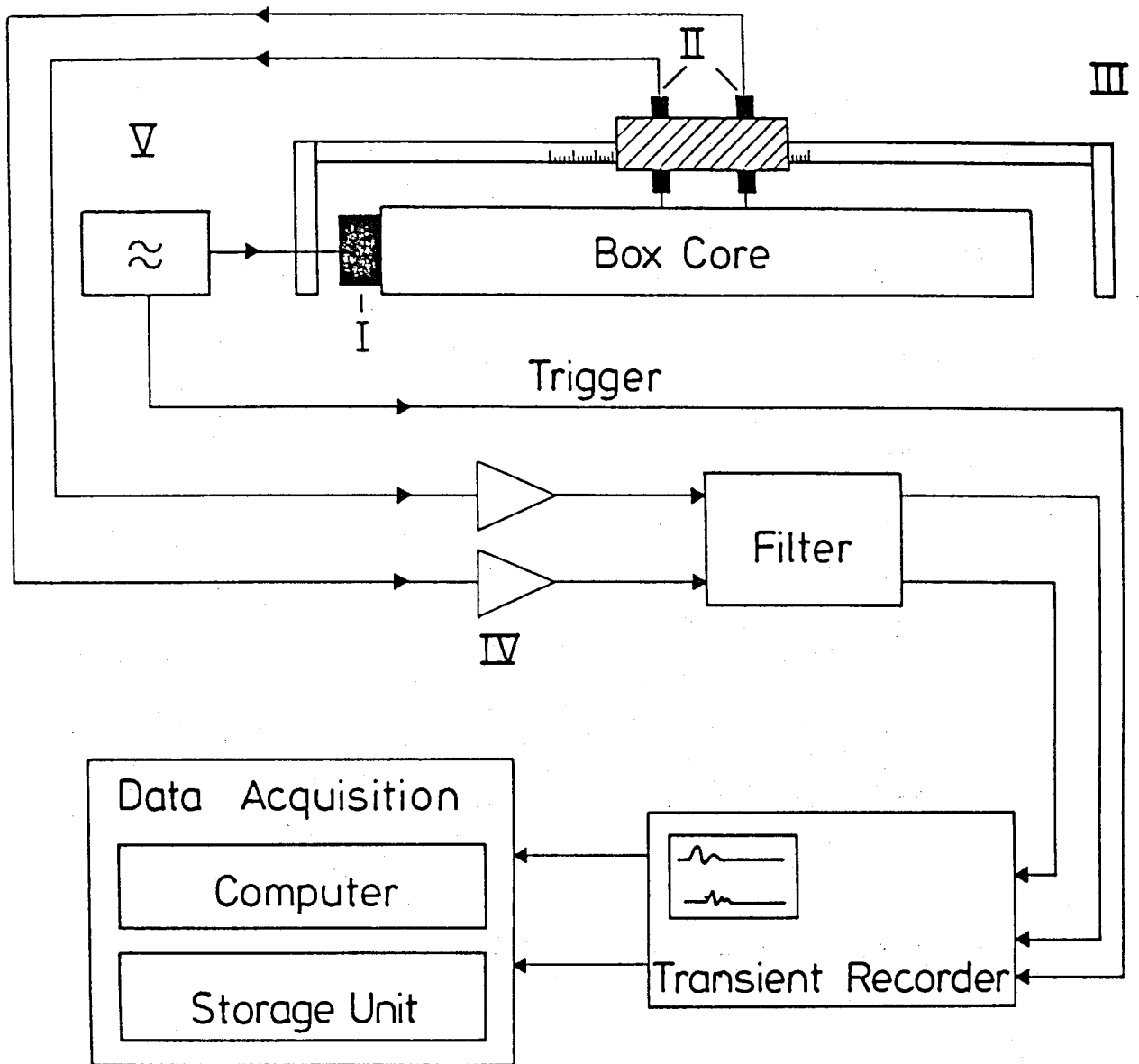
Nafe und Drake (1957) führte zu einem zweiteiligen Ergebnis:

- a) für Geschwindigkeiten zwischen 1400 m/s und 1600 m/s ergeben (wie bei Nafe und Drake) Werte von $n=4-6$ die beste Korrelation mit der Nafe-und-Drake-Formel.
- b) für höhere Geschwindigkeiten als 1650 m/s konnte eine gute Korrelation bei Werten zwischen $n=2$ und $n=3$ ermittelt werden.

Abschließend ist zu bemerken, daß sich die Durchschallungsanlage für den standardmäßigen Einsatz der Messung von Kompressionswellengeschwindigkeiten an Kastenlotkernen bewährt hat.

Literatur

- Nafe, J. E.; Drake, C. L. (1957) : Variation with Depth in Shallow and Deep Water Marine Sediments of Porosity, Density and the Velocities of Compressional and Shear Waves. Geophysics, Vol. 22, No. 3, pp. 523-552.
- Sonderforschungsbereich 313 (1987) : Berichtsband 85-86-87. 2 Bde., Christian-Albrechts-Universität, Kiel.



- | | | | |
|-----|-----------------------|----|---------------|
| I | Ultrasonic Transducer | IV | Amplifier |
| II | Receiver | V | Signal Source |
| III | Scale | | |

Abbildung 1 : Prinzipieller Aufbau der Durchschallungsanlage.

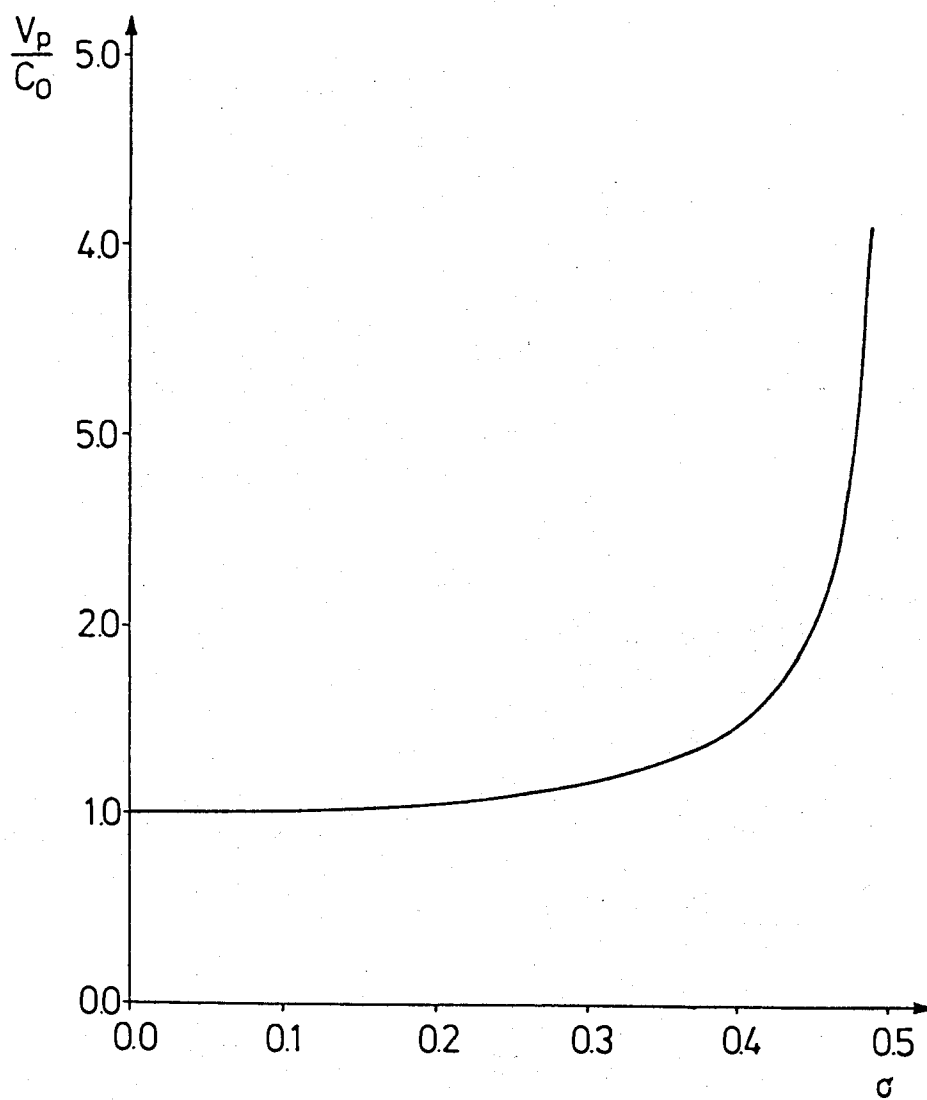


Abbildung 2 : Das Verhältnis von P-Wellengeschwindigkeit zur Stabwellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Poissonzahl σ .

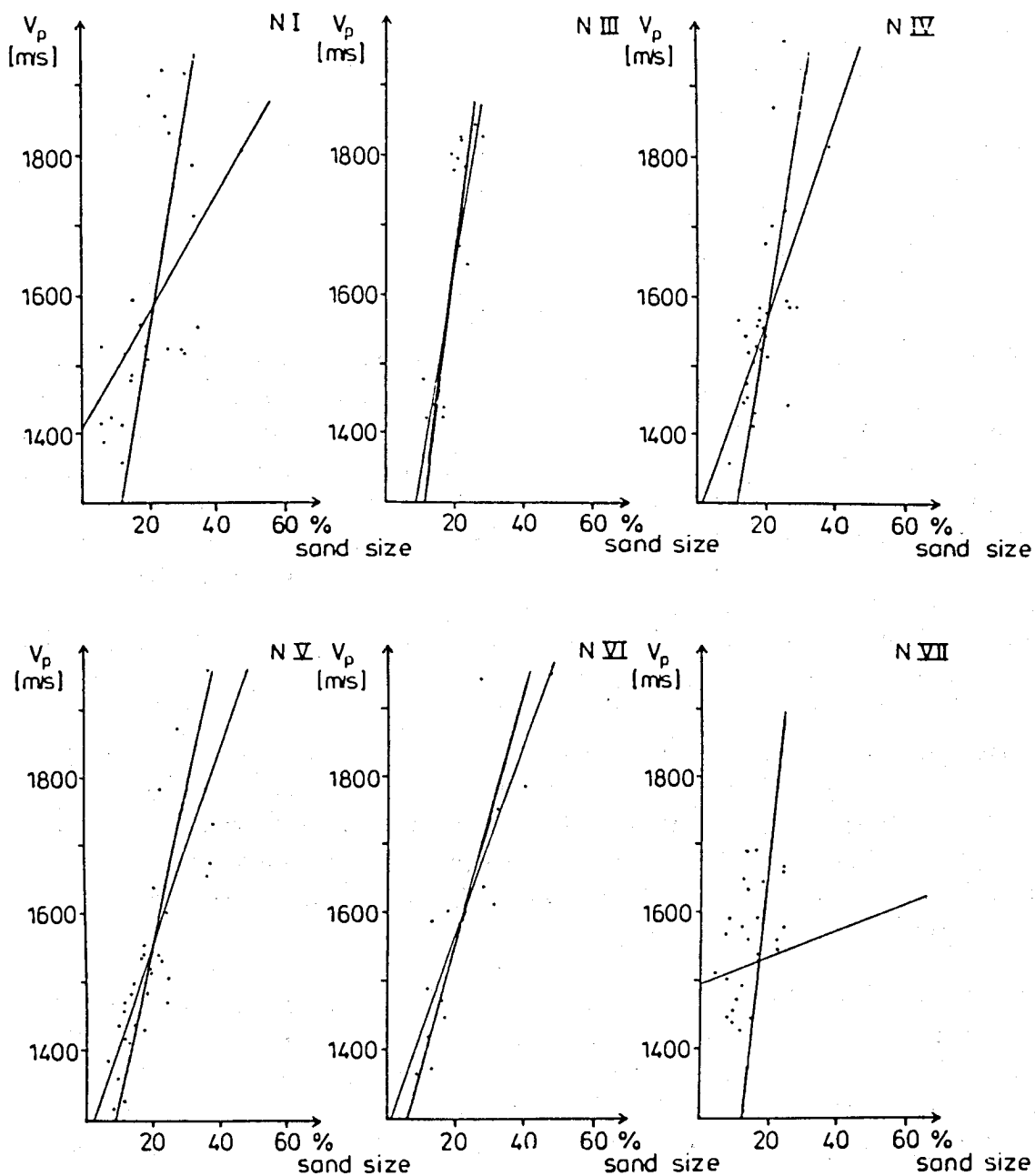


Abbildung 3 : P-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Sandgehalt.

Shear Wave Investigations of the Sea Floor

Fr. Theilen, I. Pecher
Institut für Geophysik, Christian-Albrechts-
Universität zu Kiel
Olshausenstr. 40-60
D 2300 Kiel

Shear wave investigations of the sea floor in combination with conventional reflection seismic measurements yield information on the subsurface structures as well as on the elastic moduli of the sediments. For the estimation of physical properties of sediments from seismic waves, shear waves are more appropriate than compressional waves as their spectrum varies much stronger than compressional waves in near surface layers. Shear waves are more sensitive to changes in pore and grain structure, whereas compressional waves show only relatively small variations with depth. In case of gas containing sediments below the sea floor, shear waves are highly attenuated so that they cannot be used for seismic profiling.

The dynamic moduli which can be derived from the velocities of both types of waves under the assumption of appropriate density values can be used for the characterization of sediment types. For offshore engineering purposes, however, the shear strength is a more appropriate figure. Such data are hardly accessible under in-situ conditions, especially beyond the penetration depths of box cores.

Although it is plausible that a relationship between the dynamic shear modulus and the shear strength exists, there is no theoretical model available which combines both types of data. The dynamic shear modulus is defined for a linear stress-strain relationship at small stresses, the shear strength characterizes the breaking strength in an extreme non-linear stress-strain regime. Empirical relationships, however, exist from the correlation between both types of data. The knowledge of this empirical relationship is important and for the prediction of the shear strength as a function of depth from direct compressional and shear wave measurements for the solution of geotechnical and stability problems in offshore engineering.

Combined shear and compressional wave experiments have been performed in the laboratory on board ships at long box cores as well as in-situ at the sea floor with newly developed methods.

For the pulse transmission measurements a transducer was mounted at the end of a six meter long box core with fresh marine sediments the main frequency was 33 kHz. The data acquisition of the signals was performed with bending transducers, which can be moved in optional steps along the surface of the core without disturbing the sediments for the following geological investigations. In this case the steps were 10 cm in agreement with other geotechnical and sediment geological probing. The energy could be observed along the whole core. Shear waves show generally less penetration. For this reason a shear source for horizontally polarized shear waves was mounted on the side of the core, so that it can be moved to different positions, whereas the receiver transducers were the same as for compressional waves. The data were recorded on a digital data acquisition system for an automatic evaluation on board the ship.

Various sediment cores from the Norwegian-Greenland Sea have been investigated with respect to seismic velocities, shear strength density, porosity and other physical properties as a function of depth up to nine meters below the sea floor. The compressional wave velocities do not change significantly within the depth range. The shear wave velocities, however, show always a significant increase from about 20 m/sec - 40m/sec. This observation can obviously be explained by compaction. The dynamic shear moduli which can be derived from the seismic velocities together with the bulk density, show a good linear correlation with the shear strength. Core data, however, are affected by decompression.

For the in-situ measurement of shear waves at the sea floor, a new shear wave system has been developed. It consists of a shear wave source for the generation of horizontally polarized waves and a three component under water geophone. Both instruments are deployed at the sea floor.

The shear source is towed by the ship with slow speed whereas the geophone is operated at a fixed position, being linked to the ship by a combined data transmission and towing cable up to a maximum distance of 1000 meters. By this way continuous shear wave profiling methods can be applied. Results from the western Baltic Sea show also a high velocity gradient for shear wave velocities with values of about 170 m/sec at the sea floor and 380 m/sec at a depth of 30 meters. The high velocity gradient is in agreement with the observations at sediment cores. The dynamic moduli can be estimated from shear wave measurements combined with high resolution compressional wave velocity investigations. The Poisson's ratio values decrease, respectively.

There is a good correlation between the shear strength and the dynamic shear modulus. This has to be investigated systematically for different sediment types.

If the relationship between both types of data is known from empirical investigations the velocities of compressional and shear waves can be used for the prediction of the shear strength as a function of depth. This would yield a new method for the investigation of geotechnical and stability problems at the sea floor.

Sedimentäre Rutschmassen in der Tiefsee

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität

zu Kiel

vorgelegt von

Peter Holler

Kiel

1988

Zusammenfassung

Erstmals quantitativ bearbeitete Rutschungen aus dem Tiefseebereich des äquatorialen Ostatlantiks liegen auf Hängen von 0,4 Grad und 0,7 Grad - das ist sehr viel flacher als die für statische Rutschungsauslösung benötigte kritische Hangneigung (14 Grad bis 16 Grad). Im Gegensatz zu Flachwassergebieten kann bei Wassertiefen von über 4000 m natürlich der Einfluß von Wellenwirkung und Tidenhub auf die Hangstabilität vernachlässigt werden. Die Sedimentationsraten sind in diesem Bereich zur Bildung eines Porenwasserüberdruckes vielfach zu niedrig. Nach den Hangstabilitätsanalysen bilden hier Erdbeben den wirksamsten Auslösemechanismus für die Rutschungen.

Dies gilt auch für Rutschungen an den Kontinentalrändern von Nordwest- und Westafrika sowie für das europäische Nordmeer und für Rutschungen im nördlichen Fidji-Becken.

Das Alter der besonders gut datierten Rutschungen vom nordwestafrikanischen Kontinentalrand und der Tiefsee des äquatorialen Ostatlantiks schwankt zwischen 16,000 J.v.h. und 18,000 J.v.h. sowie etwa 130,000 J.v.h.. Es handelt sich dabei um

Phasen des Beginns besonders starker Meeresspiegelschwankungen. Ein Vergleich der Meeresspiegelkurve mit dem Alter älterer Rutschungen zeigt ebenfalls eine Parallele mit Zeiten von Regressionen und Transgressionen.

Durch die Meeresspiegelschwankungen werden isostatische Vertikalbewegungen des Tiefseebodens von bis zu 30 m bewirkt, die Spannungen in den Lithosphärenplatten erzeugen. Sie allein sind jedoch nicht groß genug, um Brüche in intakten Plattenbereichen zu verursachen. Entlang alter, ehemals aktiver Transform-Bruchzonen (Fracture Zones) können jedoch die aufgebauten Spannungen eher wieder abgebaut werden. Dabei entstehen kleinere Erdstöße und führen zur Auslösung von Rutschungen. Ein Vergleich der Verbreitung von Transform-Störungen und Rutschungen vor Norwegen, Nordwest- und Westafrika sowie vor dem südlichen Afrika zeigt, daß in diesen Gebieten Rutschmassen tatsächlich besonders häufig entlang und in der Verlängerung von Fracture Zones auftreten.

Modellrechnungen, die mit typischen Werten für Hangwinkel (0,5 Grad bis 3 Grad) von Tiefseeböschungen und passive Kontinentalränder sowie für häufig ermittelte Scherfestigkeitsgradienten im Sediment (0,5 kPa/m bis 1,7 kPa/m) durchgeführt wurden, ergaben, daß in Gebieten mit normal konsolidierten Sedimenten (ohne Porenwasserüberdruck) nur Erdbeben Rutschungen ausgelöst haben können.

Bemerkung : Ein Teil der Abbildungen wurde in englischer Sprache abgefasst, um eine rasche Veröffentlichung in internationalen Zeitschriften zu ermöglichen.

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

TEILPROJEKT B2

**THEMA: KURZ- UND LANGFRISTIGE SCHWANKUNGEN
IN DER OZEANISCHEN ZIRKULATION:
ABBILDUNG IN QUARTÄREN SEDIMENTEN**

TÄTIGKEITSBERICHT 1988-1990 DES TEILPROJEKTES B2

Die Entschlüsselung der paläo-ozeanographischen und -klimatischen Geschichte des Europäischen Nordmeeres ist eines der zentralen Forschungsthemen dieses Sonderforschungsbereiches. Der Meeresboden ist der endgültige Empfänger des steten Regens der Sedimentpartikel, die sich in der Wassersäule gebildet haben und die auf ihrem Weg zum Meeresboden zerstörende mechanische und chemische Abbauprozesse überlebt haben. Die Sedimentpartikel biogenen und terrigenen Ursprungs können als Signalträger der heutigen Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres, soweit sie an der Sedimentoberfläche abgelagert sind, oder als Monitoren der quartären Ablagerungsbedingungen des Europäischen Nordmeeres betrachtet werden, soweit sie in Schichten unter der Meeresbodenoberfläche bewahrt sind. Klischéhaft können die Sedimente als ein "Geschichtsbuch" der Veränderlichkeit der Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres aufgefaßt werden. Das Teilprojekt B2 baut bei seinen Arbeiten auf den Ergebnissen der TP des Bereiches A des SFB's, der sich mit den Bildungsprozessen der Sedimentpartikel beschäftigt, auf und arbeitet eng mit dem TP B1 zusammen, das sich den geophysikalischen Eigenschaften der Sedimentpakete im Europäischen Nordmeer widmet.

Im Berichtszeitraum haben sich die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des TP der Fortführung der Arbeiten gewidmet, die in der ersten Antragsphase des SFB's begonnen worden waren, und die sich vor allem um das Arbeitsgebiet auf dem Vöring Plateau konzentrierten. Ebenso wurden eine Reihe von umfangreichen neuen Themen in den Arbeitsgebieten vor Ostgrönland und vor der südwestlichen Barentssee aufgegriffen. Durch umfangreiche Expeditionen auf den Forschungsschiffen METEOR (1988, 1990) und POLARSTERN (1989, 1990) sind neue Probenserien gewonnen worden, die jetzt in die Bearbeitung einbezogen worden sind. Insgesamt befindet sich das TP in einer Phase der Sammlung zahlreicher Einzelbeobachtungen zu vielfältigen sedimentologischen, mikropaläontologischen und isotopengeologischen Aspekten der quartären Ablagerungsgeschichte. Aus der Abb. 1 ergeben sich für den Fortsetzungsantrag wichtige wissenschaftliche Perspektiven für das neue TP B3 und

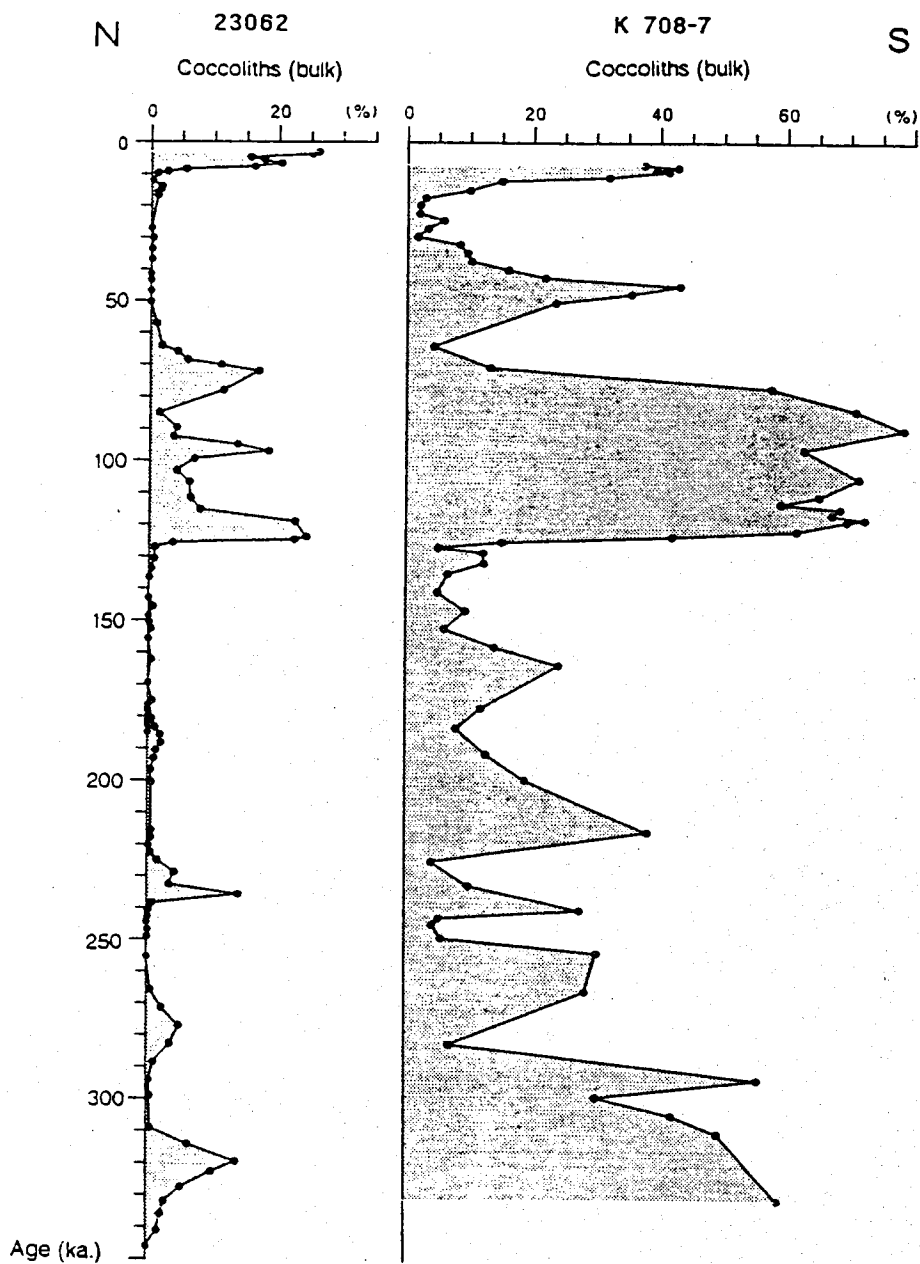


Abb. 1: Vergleich der absoluten Häufigkeit von Coccolithen im Europäischen Nordmeer (Kern 23062) und im Nordatlantik südlich von Island (Kern K 708-7). Diss. Baumann, 1990.

die Begründung für die Einbeziehung eines Arbeitsgebietes südlich der Grönland-Schottland-Schwelle, um die Ablagerungsbedingungen in dem Hauptbecken des Nordatlantiks vergleichend mitzuerfassen. Die der Diss. Baumann (1990) entnommene Abbildung illustriert das kontinuierliche Vorkommen (auch über die glazialen Stadien hinweg) einer der wichtigsten Primärproduzentengruppe (den Coccolithen), die im Europäischen Nordmeer unter dem Einfluß der extremen ökologischen Bedingungen nur noch sporadisch ein Vorkommen finden. Es ist daher wünschenswert, daß Stationen im Seegebiet südlich von Island in die Arbeiten des SFB 313 einbezogen werden können.

Schlaglichtartig können einige der wichtigsten Ergebnisse des TP B2 in folgenden Stichworten zusammengefaßt werden:

1. Beschreibung und Entzifferung der frühen glazialen Phasen ist anhand von Kernmaterial des Ocean Drilling Project gelungen. Erste Anzeichen für das Auftreten von Meereis können bis in ober-miozäne Sedimente zurückverfolgt werden. Durch den Bericht 104 B mit den wissenschaftlichen Ergebnissen ist die vorläufige Bearbeitung der Tiefseeborungen auf dem Vöring Plateau zunächst abgeschlossen worden. Obwohl die Bearbeitung dieses Probenmaterials im Berichtszeitraum im Rahmen des ODP-Schwerpunktes (DFG) gefördert wurde, so spielen diese Ergebnisse doch eine wichtige Rolle für die Erkenntnis des frühesten Einsetzens der glazialen Ablagerungsbedingungen im östlichen Europäischen Nordmeer und die Kenntnis von klimatischen Veränderungen, die nicht durch die klare Abfolge von Glazial/Interglazial-Zyklen geprägt ist. Die Ergebnisse dieser Bohrungen haben auch wichtige Perspektiven für zukünftige Tiefseeborungen im Bereich des Europäischen Nordmeeres ergeben (ein eigener Antrag auf neue ODP-Borungen im westlichen Europäischen Nordmeer mit einer ausgeprägt paläo-ozeanographischen Zielsetzung wird zur Zeit im ODP-System intensiv diskutiert).

2. Für die Datenerhebung des Teilprojektes B2 war eine zeitliche Beschränkung auf quartäre Sedimente für den Berichtszeitraum vorgesehen. In Zusammenarbeit mit dem TP A4 und unter der Bindung beträchtlicher eigener Kapazitäten ist es gelungen, die Stratigraphie der jungquartären Ablagerung des Europäischen Nordmeeres mit Hilfe von leichten stabilen Isotopen und mit Hilfe von radiometrischen Altersdatierungen in bisher unerreichtem Detail festzulegen (siehe Diss. Vogelsang, 1990). Nahezu alle wichtigen sauerstoffisotopischen "events" können in der Veränderlichkeit des Isotopenverhältnisses der Sedimentkerne des Europäischen Nordmeeres wiedererkannt werden. Da diese "events" in anderen Teilbecken des Weltmeeres im Detail zu einer absoluten Chronologie korreliert sind, ergibt sich aus ihrer Kenntnis ein guter methodischer Ansatz, die Beschreibung der Sedimentkerne in ein gut verankertes Zeit-schema einzuhängen.
3. Die detaillierte Untersuchung der Sedimentkerne vom Vöring Plateau wurde durch Untersuchungen entlang eines Schnittes zum ostgrönländischen Kontinentalrand (vornehmlich zwischen Jan Mayen und dem Scoresbysund) und vor der südwestlichen Barentssee erweitert. Aus allen drei Gebieten liegen jetzt zahlreiche Einzelergebnisse zur paläo-ozeanographischen Geschichte des Europäischen Nordmeeres vor, die jedoch zum Teil nur schwierig in Einklang zu bringen sind. Von besonderem Interesse sind Abschmelzereignisse, die sich anhand von sedimentologischen und extremen isotopischen Werten in den Sedimenten nachweisen lassen und die versuchsweise mit der Geschichte der Eisschilde auf den umgebenden Kontinenten in Verbindung gesetzt werden.
4. Ein besonders wichtiger Beitrag zur Geschichte der Eisdecke des Europäischen Nordmeeres ist aus Verteilungsmustern des groben, eistransportierten terrigenen Detritus abgeleitet worden (Diss. Bischof). In diesen Arbeiten konnten verschiedene Provinzen des eistransportierten Materials auskartiert werden, die dokumentieren, daß die Ablagerungsverhältnisse auf der grönländischen Seite des Europäischen Nordmeeres sich in der jüngsten geologischen Vergangenheit nur wenig geändert

haben und auf eine kontinuierliche Zufuhr (über glaziale/-interglaziale Zyklen hinweg) von der grönländischen Seite hindeuten. Die östliche Seite des Europäischen Nordmeeres wird dagegen durch eine große Veränderlichkeit der Eisbedeckung und ihrer Transportkapazität für terrigenen Schutt geprägt.

5. Mikropaläontologische Untersuchungen an wichtigen Mikro-fossilgruppen (z.B. Coccolithen, siehe Diss. Baumann, 1990) weisen darauf hin, daß die interglazialen Phasen der spätquartären Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres durch besonders günstige Lebensverhältnisse für das ozeanische Plankton geprägt werden. Glaziale Verhältnisse führen jedoch dazu, daß Primärproduzenten und Sekundärproduzenten des ozeanischen Planktons nahezu vollständig aus dem Europäischen Nordmeer abwandern. Bei den vergleichenden Untersuchungen verschiedener Interglazialzeiten hat sich herausgestellt, daß sie in vielen Teilaspekten ähnliche Eigenschaften aufweisen, daß aber die letzten drei wichtigsten Interglaziale sich auf charakteristische Art und Weise voneinander unterscheiden und daher nur schwierig direkt miteinander verglichen werden können.
6. Obwohl es erstmalig gelungen ist, über die Erstellung von paläo-ozeanographischen Schnitten quer zum Strich der wichtigsten Stromsysteme des Europäischen Nordmeeres und von Zeitscheiben für ausgewählte Zeitabschnitte des letzten Glazials und des Postglazials die ersten Ansätze zu einer dreidimensionalen Rekonstruktion der paläo-ozeanographischen und klimatischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres zu kommen, war hierfür bisher das verfügbare Probennetz nicht ausreichend. In der kommenden Phase des Sonderforschungsbereiches müssen hier besonders intensive Arbeiten ansetzen, um zu einer einigermaßen vernünftigen regionalen und zeitlichen Abdeckung der Veränderlichkeit des Untersuchungsgebietes zu gelangen.

7. Nur vorläufige Ergebnisse sind bisher auf dem Gebiete der Modellierung der historischen Ablagerungsverhältnisse im Europäischen Nordmeer erzielt worden. In diesen Versuchen hat sich eine enge Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe um Professor Sündermann an der Universität Hamburg entwickelt (Diss. Legutke, 1990), deren vielversprechende Ergebnisse uns dazu veranlaßt haben, in dem Fortsetzungsantrag ein eigenes Teilprojekt, das sich mit den Modellierungen auseinandersetzt, vorzuschlagen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das Teilprojekt B2 im Berichtszeitraum eine Vielzahl von sehr vielversprechenden und neuen Einzelergebnissen über die Ablagerungsgeschichte des Europäischen Nordmeeres erzielt hat. Die Arbeitsteilung, die mit den Geologischen Instituten der Universitäten Bergen und Tromsø (beide Norwegen) und mit anderen internationalen Arbeitsgruppen erzielt worden ist und die unter anderem im Rahmen des europäischen PONAM-Programmes durchgeführt wird, geht aus der Abbildung 4 auf Seite 27 des Neuantrages hervor. Die Verteilung der Probenentnahmestationen im nördlichen Teil des Europäischen Nordmeeres läßt einen klaren regionalen Schwerpunkt des Sonderforschungsbereiches erkennen. Eine der wichtigsten Aufgaben der kommenden drei Jahre wird es sein, eine bessere Verknüpfung der Einzeluntersuchungen des Teilprojektes B2 mit den anderen Teilprojekten des Sonderforschungsbereiches zu erreichen und die vielen Einzelergebnisse zu einer Gesamtschau der quartären Ablagerungsgeschichte des Europäischen Nordmeeres zu führen.

Geologische Untersuchungen an einem Sedimentkern
vom Kontinentalfuß des Tromsø-Hanges
(Nördl. Norwegische See)

Diplomarbeit (Teil 2: Laborarbeit)
an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Wolfgang Mischke
Kiel 1987

7. Zusammenfassung

An einem Sedimentkern vom Tromsø-Hang in der nördlichen Norwegischen See wurden Untersuchungen auf Karbonatgehalt und Organische Substanz durchgeführt. Weiterhin wurden die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen an *Neoglobobulimina pachyderma* (sinistral) gemessen, die Korngrößenverteilung der Grobfraktion $>63\mu\text{m}$ und die Sedimentkomponenten der Teilfraktion $125-250\mu\text{m}$ erfasst.

1. Der Karbonatgehalt des Gesamtsediments ist relativ niedrig und liegt unter 14 %. Der durchschnittliche C-org. Gehalt bewegt sich zwischen 0,4 und 0,8%. Die Karbonatproduktion ist in der Zeit zwischen Termination Ia und Ib am geringsten und stimmt mit den Ergebnissen

von HENRICH et al. (1987) überein.

2. Die Werte aus der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen Untersuchungen erlauben eine stratigraphische Einstufung der Sedimente. Die Sauerstoffisotopen-Stadien 1,2 und 3 konnten festgestellt werden, zusätzlich die Terminationen Ia und Ib. Die Verläufe der beiden Isotopenkurven lassen sich gut mit denen des Sedimentkernes FRAM 1/4 aus dem Fram-Becken korrelieren. Ein Wasseraustausch zwischen Europäischem Nordmeer und dem Nordpolarmeer über die Fram-Straße seit Stadium 2 scheint es demnach gegeben zu haben.

Die stratigraphische Einstufung ermöglicht es, Lineare Sedimentationsraten zu berechnen. Für Stadium 2 ergeben sich $35,08 \text{ cm}10^{-3} \text{ J.}^{-1}$ und für Stadium 1 ergeben sich $7,31 \text{ cm}10^{-3} \text{ J.}^{-1}$. Die Lineare Sedimentationsrate ist also im Stadium 2 fünfmal höher als im Stadium 1.

3. Die Korngrößenverteilung der Grobfraktion weist keine starken Schwankungen auf, während der Anteil der Grobfraktion am Gesamtsediment stark schwanken kann. Als Grund hierfür können Turbiditströmungen angenommen werden. Konturströmungen hat es höchstwahrscheinlich zur Zeit der größten Eisausdehnung der letzten Kaltzeit (Stadium 2) gegeben. Der überwiegende Teil der Grobfraktion besteht aus terrigenem Material, hauptsächlich eckigen Quarzen, gebildet. In Ausnahmen sind planktische Foraminiferen mit einem größeren Anteil vertreten. die anderen biogenen Komponenten und authigenen Bestandteile haben eine untergeordnete Stellung.

Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im
nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen
Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647).

G. BOHRMANN *

Das Vorkommen, die Diagenese und die quantitativen Verteilungsmuster von biogenem Opal wurden in 6 Bohrungen aus dem nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer untersucht, um paläo-ozeanographische Rückschlüsse in diesen Meeresgebieten zu ermöglichen.

Neben der allgemein weit verbreiteten Opal-CT-Bildung, welche in der Labrador See in Site 647 und am Vöring Plateau in Site 643 nachgewiesen werden konnte, sind sehr verschiedene Mineralisationen wie Klinoptilolith-, Pyrit- und Glaukonit-Bildungen mit der Diagenese von biogenem Opal eng verbunden. Frühdiagentisch gebildete Smektiten, welche aus subrezentem Oberflächensedimenten im äquatorialen Pazifik aus der Reaktion von Fe^{3+} mit biogenem Opal gebildet werden, konnten in der eozänen Labrador See fossil belegt werden und dokumentieren die weltweite Opalsedimentation im Grenzbereich Unter-/Mittel-Eozän auch in der Labrador See. In den Sedimentabschnitten, wo der Biogenopal noch als amorpher Opal-A erhalten war, wurden die Opalgehalte gemessen und mit errechneten Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes in Opalakkumulationsraten (AR_{OPAL}) umgerechnet. Die AR_{OPAL} bilden zusammen mit den mikroskopischen Untersuchungen der Opalkomponenten und anderen Sedimentparametern (Karbonat- und TOC-Gehalten) die Grundlage für die paläo-ozeanographische Interpretationen:

Hohe AR_{OPAL} von $1400 \text{ g/cm}^2/\text{my}$ belegen zwischen 34.5-35.5 Ma im Unter-Oligozän eine hohe Fertilität im Oberflächenwasser der Labrador See, welche mit einer allgemein im Nordatlantik verstärkten Tiefenwasserzirkulation einhergeht. Das Europäische Nordmeer wird im Unter- bis unteren Mittel-Miozän durch Opal-reiche Sedimente mit AR_{OPAL} von $1000\text{-}2000 \text{ g/cm}^2/\text{my}$ gekennzeichnet, welche bei einem stark eingeschränkten Tiefenwasseraustausch zum Nordatlantik und einem stark reduzierten Oberflächeneinstrom vom Nordatlantik zur Ablagerung kamen. Die Sedimentation ändert sich mit der Etablierung des Island-Schottland "Overflows", welcher ab etwa 13-14 Ma für einen Austausch von Tiefenwasser des Europäischen Nordmeeres zum Nordatlantik sorgte. Der Beginn des "Overflows" ist durch Schichtlücken gekennzeichnet, die sowohl in den Bohrungen auf dem Vöring Plateau, als auch südlich des Grönland-Schottland Rückens, im Nordatlantik an Site 408 dokumentiert sind. Mit der Etablierung des Tiefenwasser-"Overflows" beginnt die Driftsedimentation im Nordatlantik, und im Europäischen Nordmeer kommt es unter dem Einfluß von einströmendem Atlantischen Oberflächenwassers zur Ablagerung von Karbonaten. Diese wechseln mit kieseligen Sedimenten, geringer AR_{OPAL} . Während die kieseligen Intervalle im Europäischen Nordmeer (um 9 Ma und 5.4-4.8 Ma) generell Zeiten geringer Tiefen- und Oberflächenzirkulation repräsentieren, dokumentieren die karbonatischen Intervalle (13.6-8.5, 5.8-5.4, 4.8-2.5 Ma) Zeiten einer verstärkten Zirkulation und verstärkten Austausches zum Nordatlantik. Die Driftsedimentation des Eirik Rückens setzt zwischen 7.5-7 Ma mit dem Beginn des Tiefenwasser-"Overflows" über die Dänemark Straße ein und führt zu einer deutlichen Veränderung in der Tiefenwasserzusammensetzung der Labrador See. Opalsedimentation beginnt dort erst mit der Etablierung des kalten Ostgrönland Stromes bei 4 Ma und ist auf Planktonblüten am Packeisrand zurückzuführen. Die schwankenden AR_{OPAL} werden durch Vor- und Rückzug der Polarfront im Gefolge von Klimaschwankungen erzeugt. Opalakkumulation im Europäischen Nordmeer ist unter glazialem Regime seit etwa 2.5 Ma stark herabgesetzt und im wesentlichen auf den Einflußbereich des Norwegischen Küstenstromes beschränkt.

Ein Beitrag zur Rekonstruktion der spätquartären
Entwicklung der zentralen Norwegisch-Grönländischen

See anhand des Meteor-Kernes GIK 23063-3

Diplomarbeit Teil B

(Laborarbeit)

Geologisch-Paläontologisches Institut
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Andreas Dettmer

April 1988

7 ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit befaßt sich anhand eines 9,06 m langen Sedimentkernes aus der zentralen Norwegisch-Grönländischen See mit der spätquaternären Entwicklung in diesem Gebiet.

Die Analyse lithologischer und geochemischer Daten, der Zusammensetzung der Fraktion 125 - 500 μm und der Vergesellschaftung planktischer Foraminiferen ergab eine ausgeprägte Zyklizität. Diese ist durch die extremen Reaktionen der ozeanographischen Verhältnisse im Europäischen Nordmeer auf Klimaschwankungen zurückzuführen.

Neben vulkanischen Aschenlagen kommen sechs verschiedene Lithofaziestypen vor. Diese können bestimmten Klimaverhältnissen und ozeanographischen Prozessen zugeordnet werden.

Lithofazies A: interglazialer Foraminiferenschlamm

Lithofazies B: sandiger Schlamm, während des Aufbaus oder Abbaus von Eisschiden auf dem Kontinent

Lithofazies C: meist siltiger Schlamm, während des Vorrückens der Gletscher in den submarinen Schelfbereich

Lithofazies D und E: glazialer sandiger Schlamm mit vielen Dropstones und Mudclasts, während kürzerer Abschmelzphasen mit Surgeprozessen

Lithofazies F: glazialer sandiger Schlamm mit vielen Dropstones und Mudclasts, während starker Abschmelzphasen mit Surgeprozessen meist kurz vor den isotopischen Terminationen.

Die untersuchte Abfolge konnte anhand einer Korrelation mit benachbarten Kernen in Isotopenstadien untergliedert werden. Sie weist deutliche Variabilitäten in der Ausprägung einzelner Glaziale und Interglaziale auf.

Interglaziale sind im wesentlichen durch die unterschiedliche Stärke und Lage des Einflusses von warmem Atlantikwasser geprägt. Verhältnisse, die den heutigen gleichen, sind in den letzten 420 ky nur im Stadium 5e erreicht worden.

Die Ausprägung der Glaziale ist von der submarinen Ausdehnung der Eisschilde und evtl. ebenfalls durch Fluktuationen im Einfluß von Atlantikwasser beeinflusst.

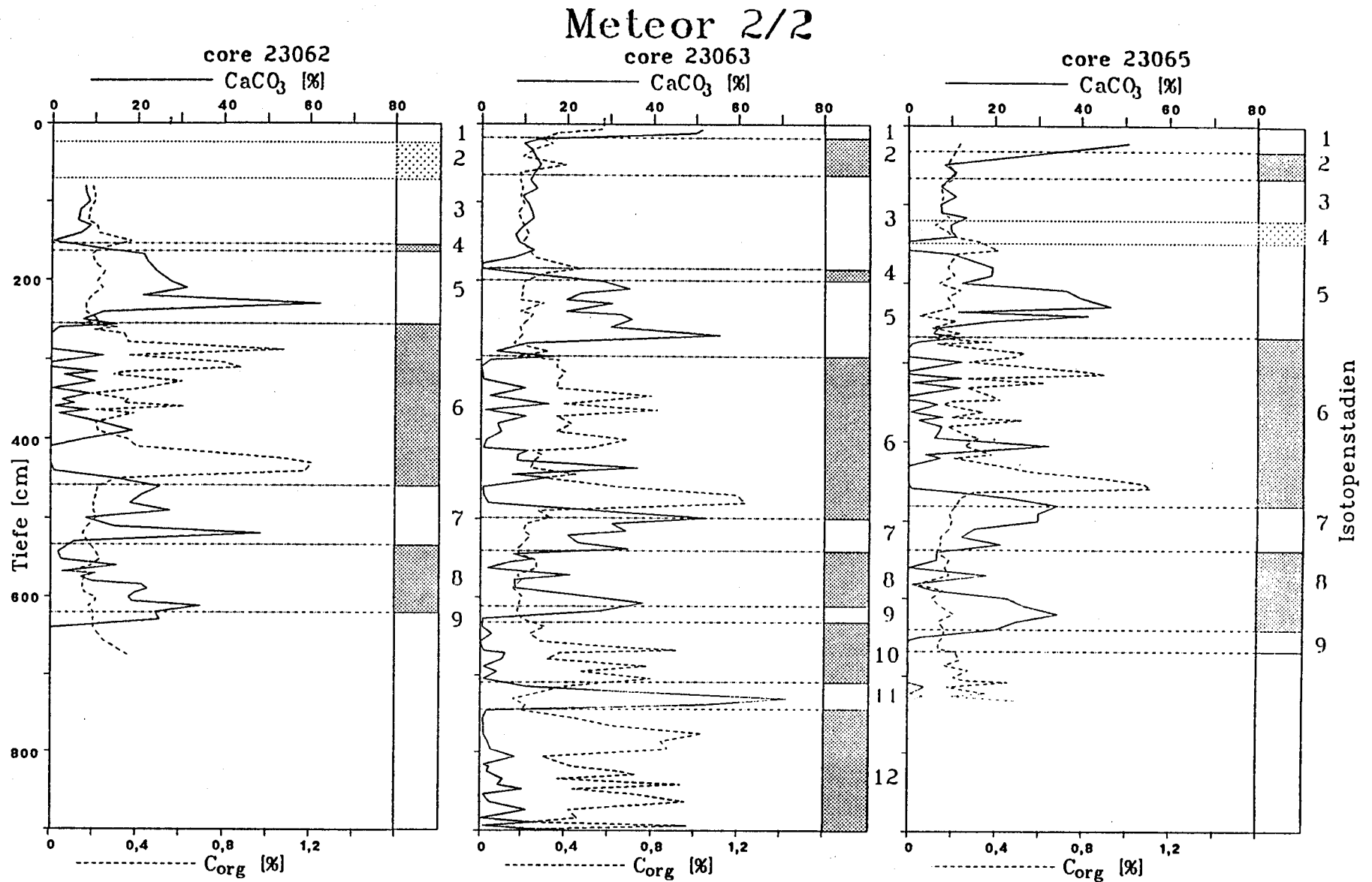


Abb. 4.8 Korrelation der Isotopenstadien mit den CaCO_3 - und C_{org} -Werten
(Daten der Kerne 23062 und 23065 von R.HENRICH)

Meteor 2/2 core 23063

Partikelhäufigkeit [Summen-%]

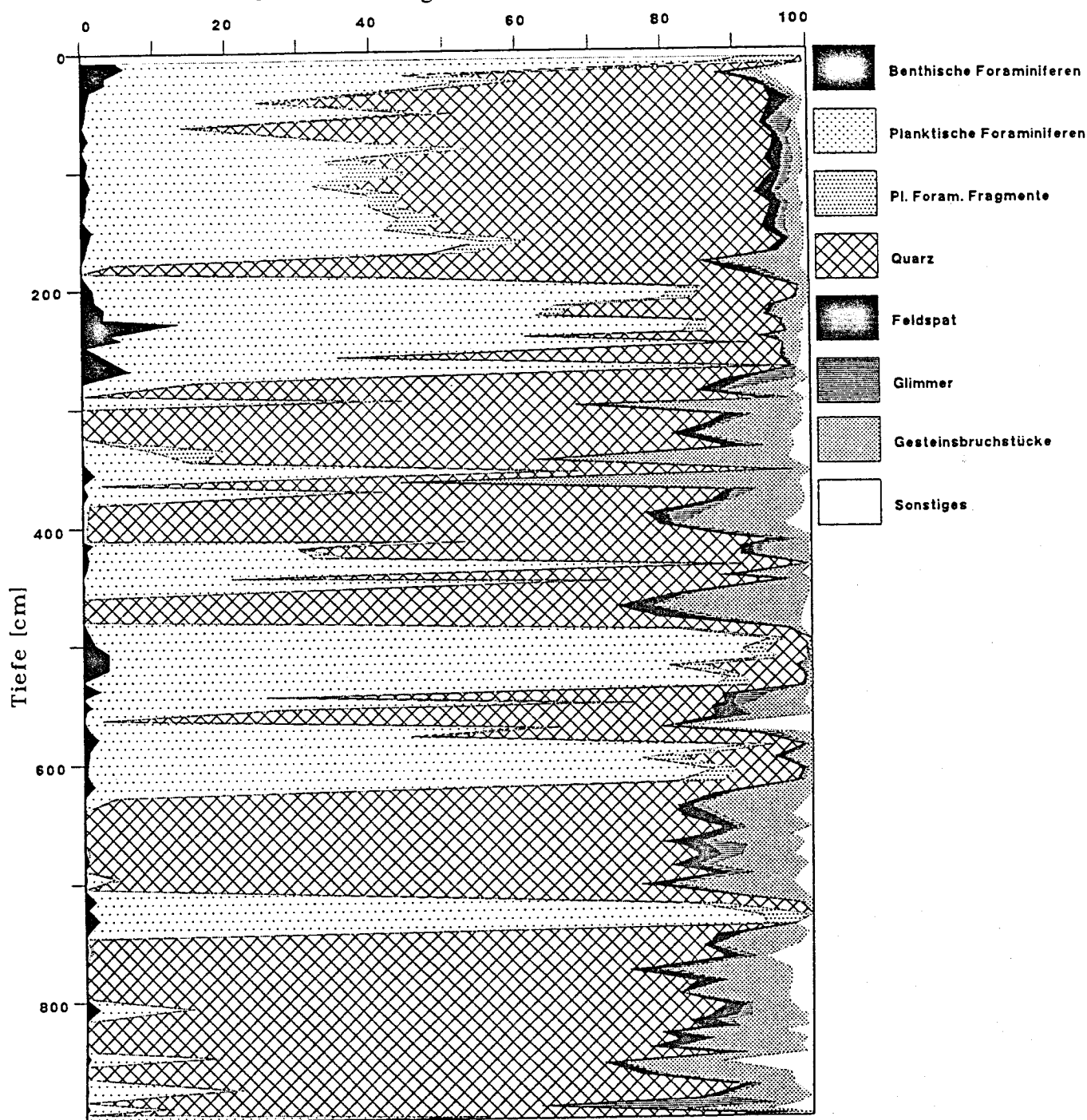


Abb. 4.13 Analyse der Fraktion 125 - 500 µm
Aufsummierung der wichtigsten Komponentenanteile

Meteor 2/2 core 23063

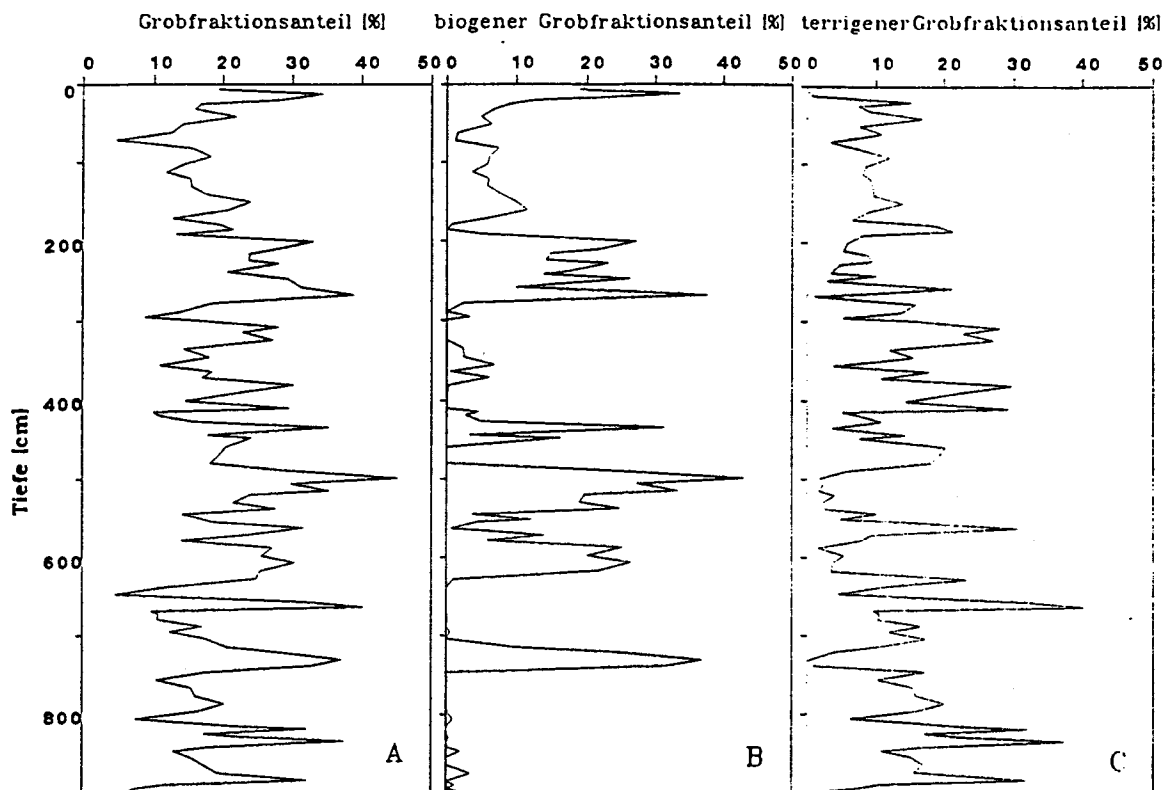


Abb. 4.11 Grobfraktionsanteile (GFA) A: gesamter GFA
B: biogener (i.w. Kalkschalen-) GFA C: terrigener GFA

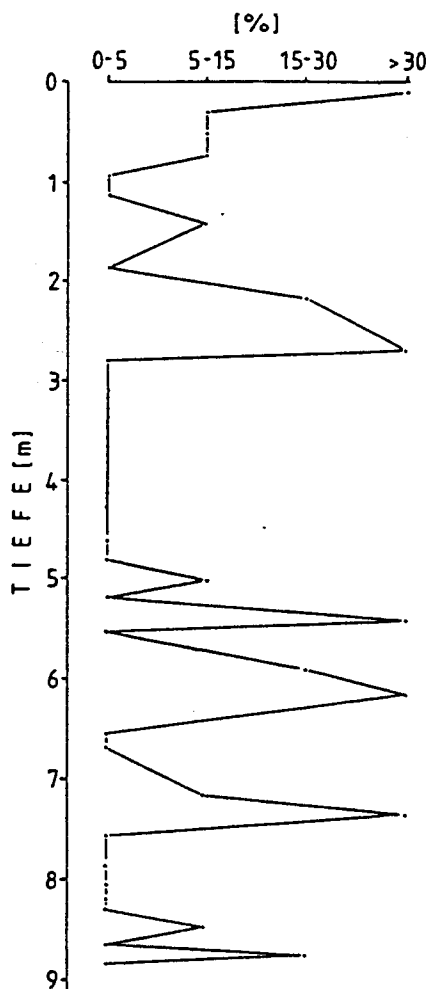


Abb. 4.2 Geschätzter
Coccolithenanteil
in der Feinfraktion
(nach Smearslides)

Meteor 2/2 core 23063

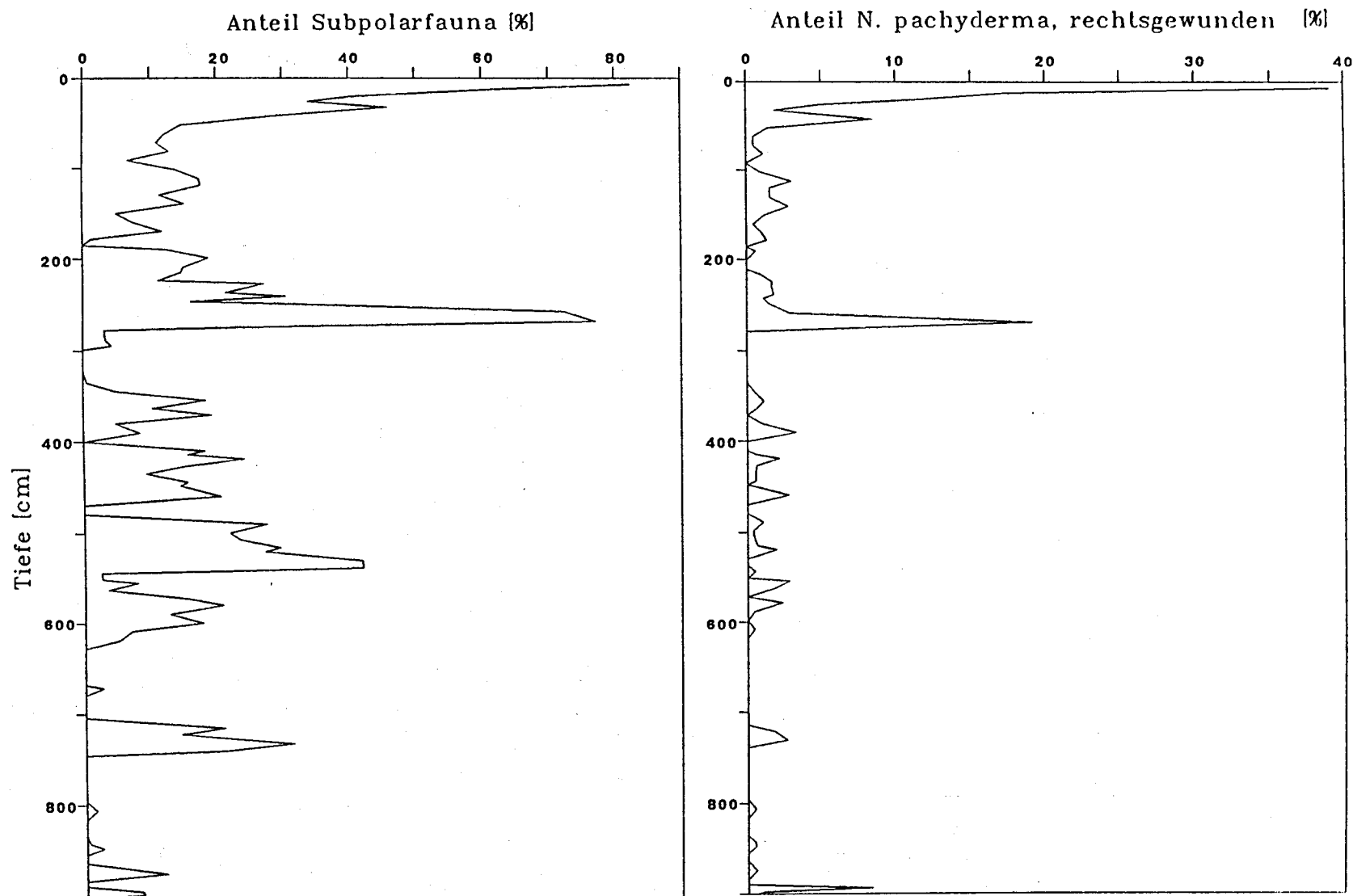


Abb. 4.14 Analyse der Vergesellschaftung planktischer Foraminiferen

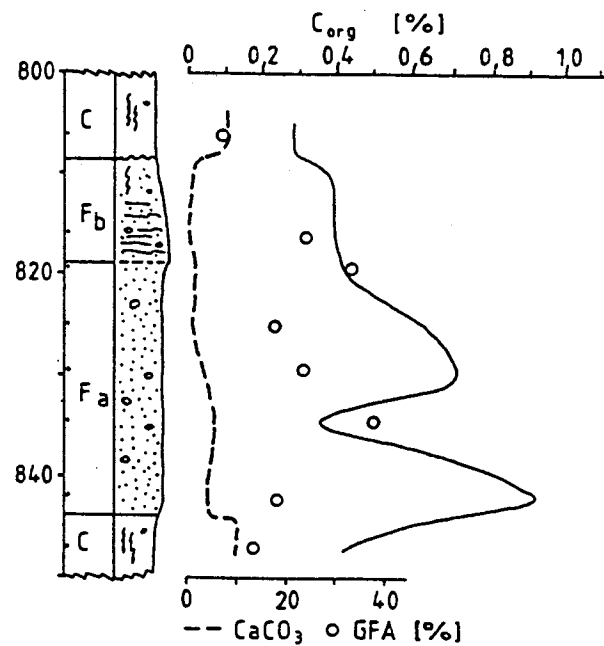
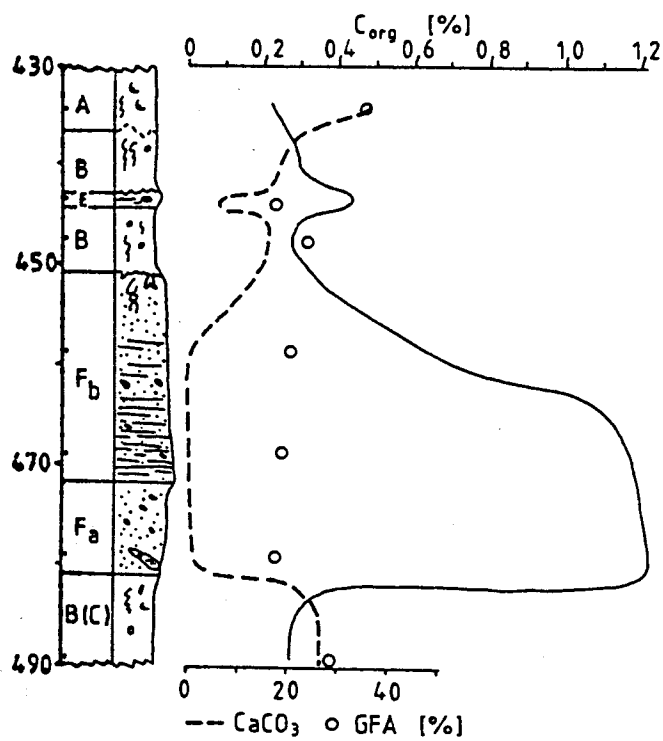
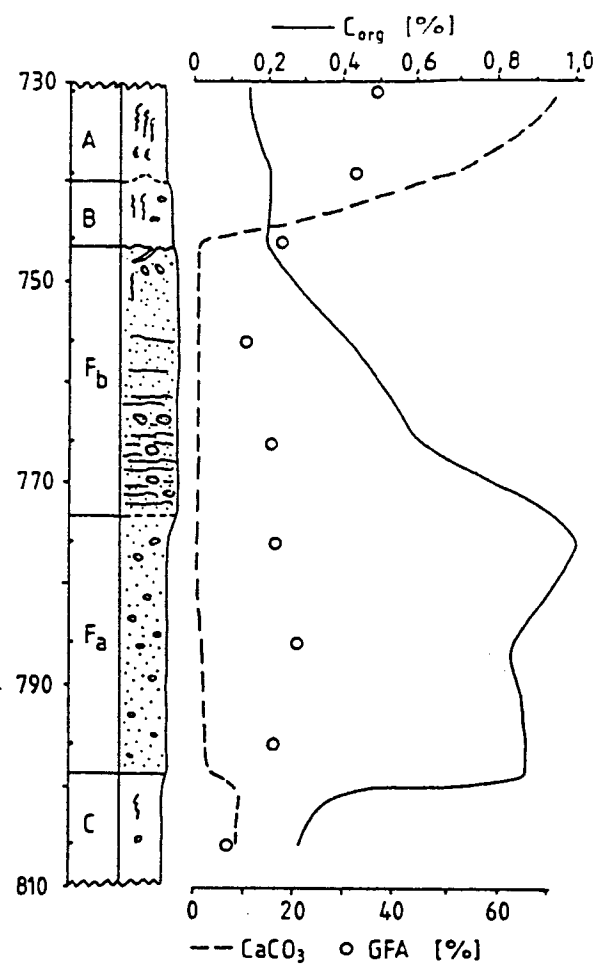
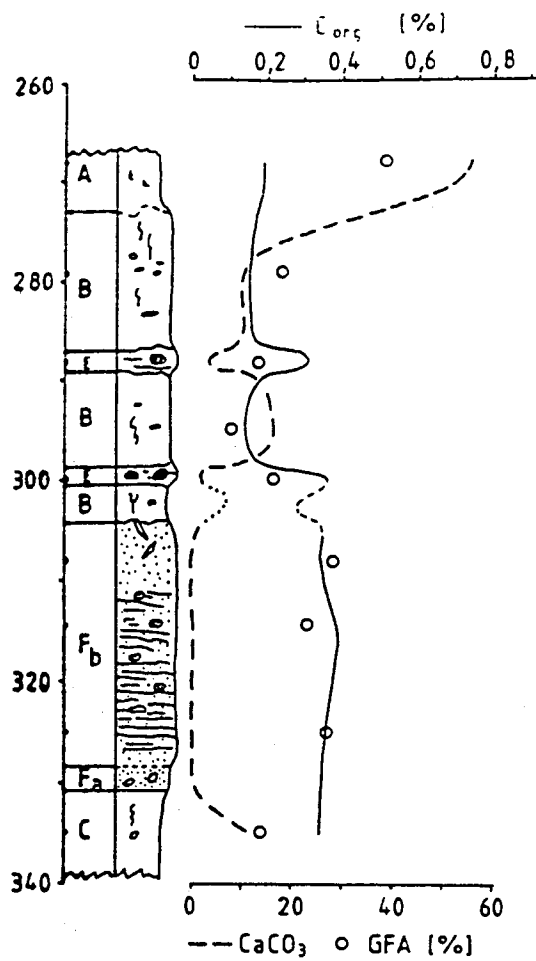


Abb. 5.5 Vergleich von vier F-Horizonten

PALEOENVIRONMENTAL CHANGES IN THE
NORWEGIAN SEA AND THE NORTHEAST ATLANTIC
DURING THE LAST 2.8 m.y.: DEEP SEA
DRILLING PROJECT/OCEAN DRILLING PROGRAM
SITES 610, 642, 643 AND 644

E. Jansen,¹ U. Bleil,² R. Henrich,³
L. Kringstad,¹ and B. Slettemark¹

Abstract. Sedimentological, isotopic and magnetostratigraphic investigations of Ocean Drilling Program and Deep Sea Drilling Project sites 642, 643, 644 and 610 document the oceanographic and climatic evolution of the Norwegian Sea and the northeastern Atlantic over the last 2.8 m.y.. The results show that a major expansion of the Scandinavian Ice Sheet to the coastal areas took place at about 2.56 Ma. Relatively severe glacials appeared until about 2 Ma. The period 2.6 - 1.2 Ma experienced in general cold surface water conditions with only a weak influx of temperate Atlantic water as compared with late Quaternary interglacials. The Norwegian Sea was a sink of deep water through this period but deepwater ventilation was reduced and

calcite dissolution was high compared with the Holocene. Deep water formed by other mechanisms than it does today. Between 2 and 1.2 Ma the glaciations in Scandinavia were small. A transition toward larger glacials took place during the period 1.2 to 0.6 Ma, corresponding to warmer interglacials and reduced calcite dissolution. Only during the last 0.6 m.y. has the oceanographic and climatic system of the Norwegian Sea varied in the manner described in previous studies of the late Quaternary. A strong thermal gradient was present between the Norwegian Sea and the northeastern Atlantic during the Matuyama (2.5-0.7 Ma). This is interpreted as a sign of a more zonal and less meridional climatic system over the region compared with the present situation.

UNTERSUCHUNGEN AN SEDIMENTEN

AUS GROSSKASTENGREIFERN

ZWISCHEN

JAN MAYEN UND DEM VÖRING-PLATEAU

DIPLOMARBEIT (LABORTEIL)

Vorgelegt von Michael Ruff im April 1988

Geologisch-Paläontologisches Institut
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

0. ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit werden quartäre Sedimente entlang eines Profiles durch die Norwegische See untersucht. Die Sedimente zeigen die großen Unterschiede zwischen glazial beeinflusster und holozäner Ozeanographie.

Sie geben im westlichen Abschnitt die Entwicklung der letzten 25000 Jahre, im Osten nur die Entwicklung im Holozän wider. Die Ergebnisse zeigen, daß bis vor etwa 13000 v.h. kalte Bedingungen mit zeitweilig offenen Oberflächenwässern und leicht korrosiven Bodenwasserbedingungen vorherrscht. In der Termination IA dringt vermehrt warmes Wasser, bei Anfangs verstärkter Korrosion im Bodenwasser, nach Nordosten vor. Es kommt aber nicht zur vollständigen Veränderung der Situation. Nach einer Abkühlung in der jüngeren Dryas (11 bis 10000 v.h.) kommt es in der Termination IB (etwa 9 bis 8000 v.h.) zum endgültigen und schnellen Umschwung ins Holozän.

Die von HENRICH (1986) etablierte Methode zur Rekonstruktion von Bodenwasserzuständen konnte mit gutem Erfolg angewendet werden.

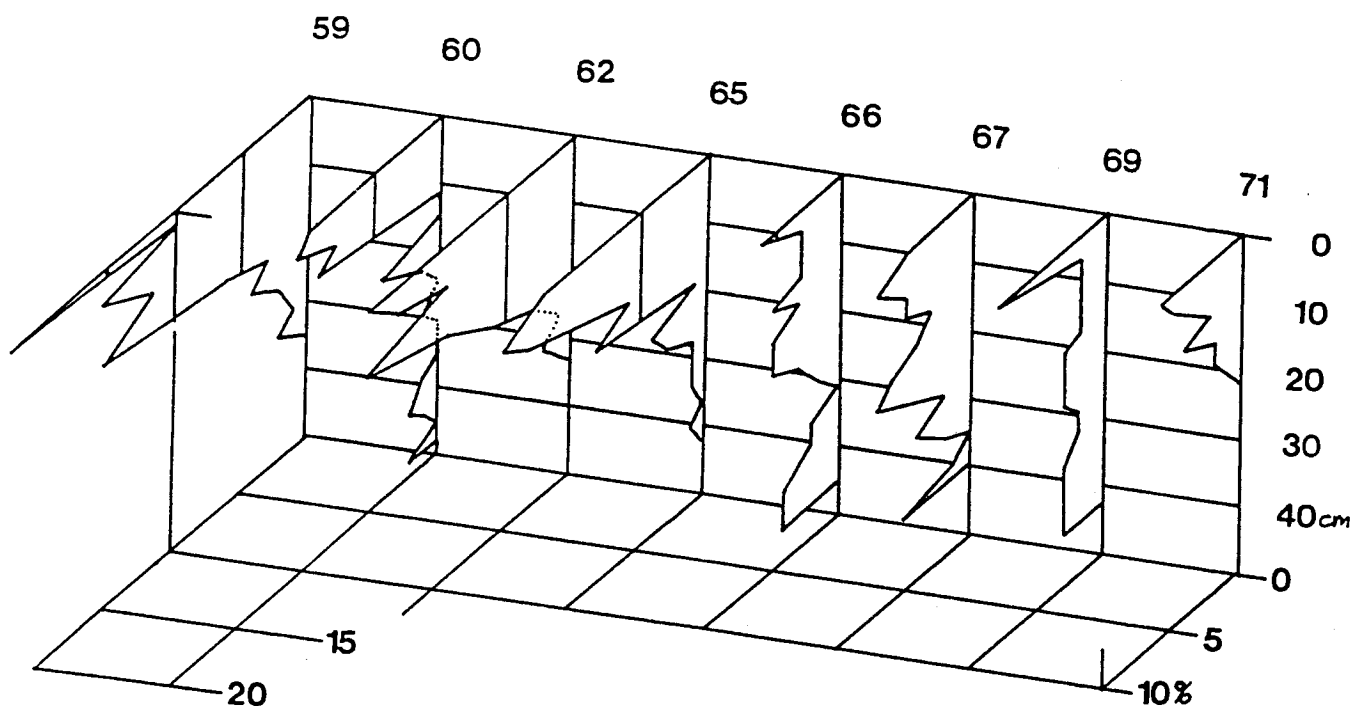


Abb.17: Anteil des gesamten Benthos am Sediment

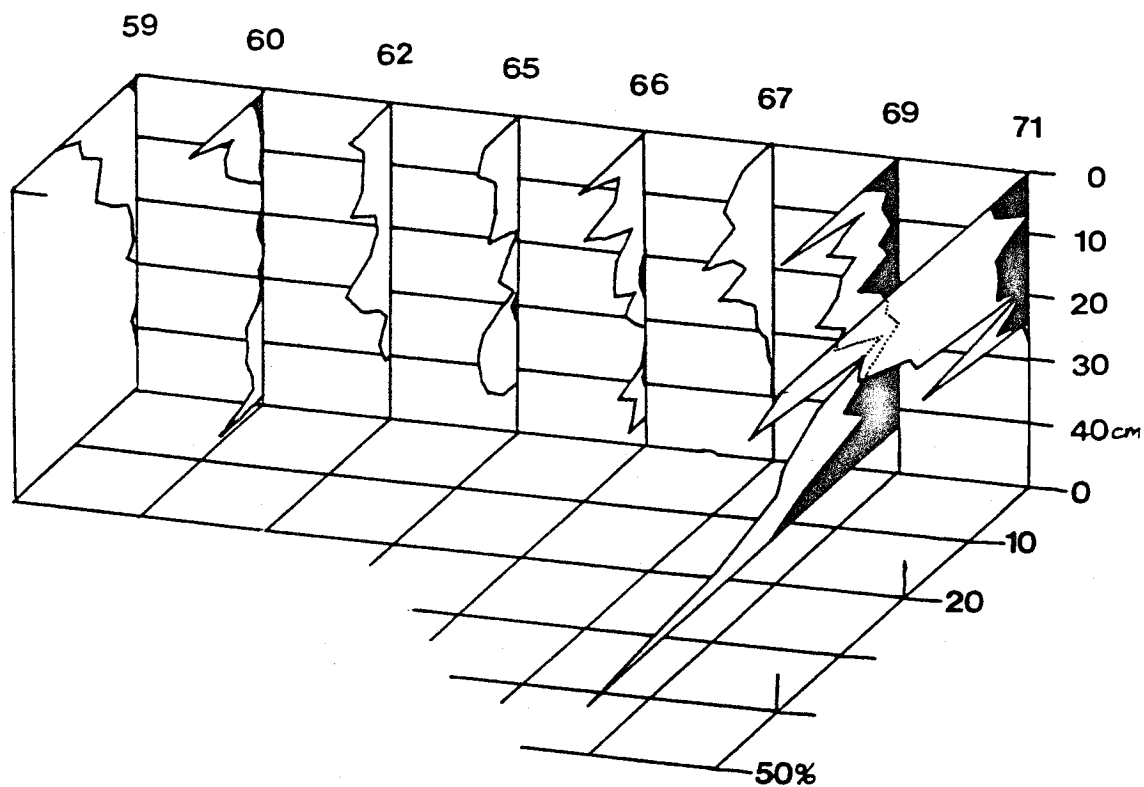


Abb.16: Anteil des Sandschalen-Benthos an der ausgezählten Fraktion. Auffällig sind die GKG 23069 und 71.

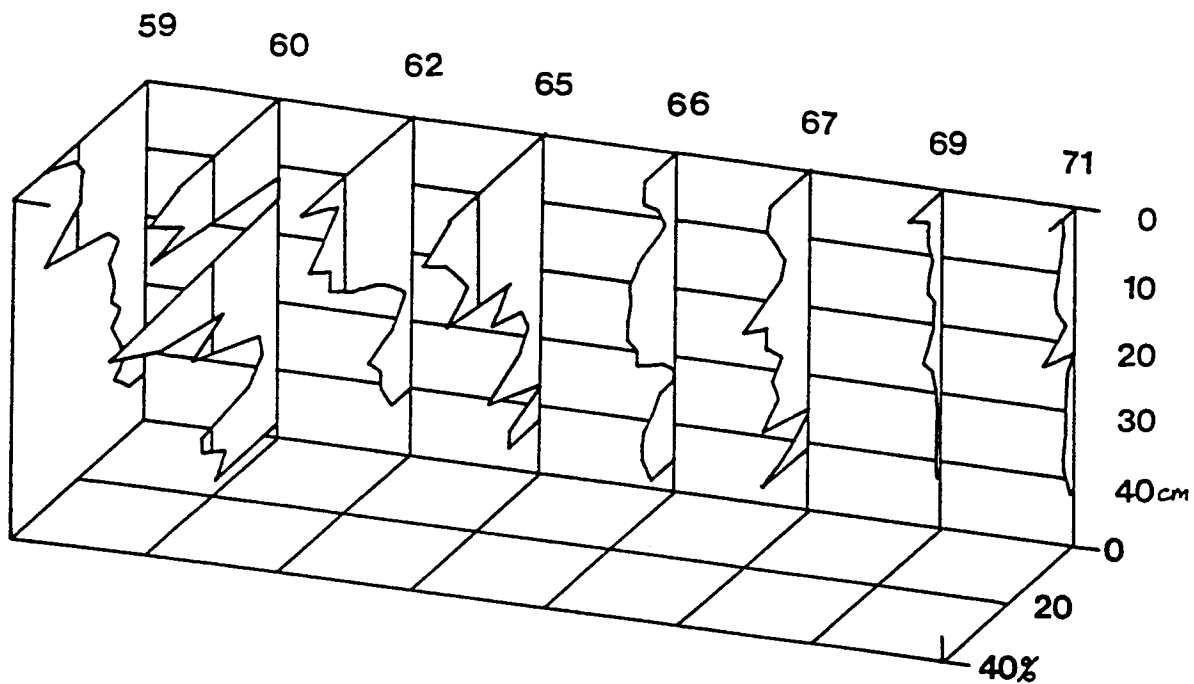


Abb.19: Anteil der planktischen Foraminiferen am Gesamtsediment.
Deutlich ist der Trend zu erkennen.

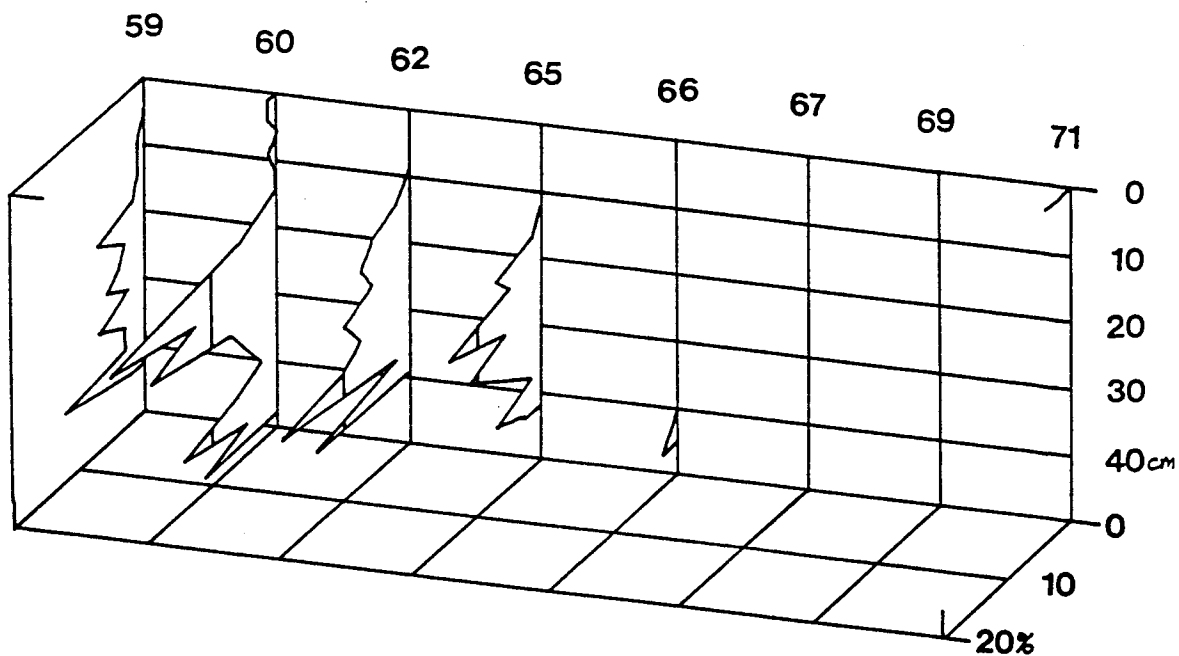
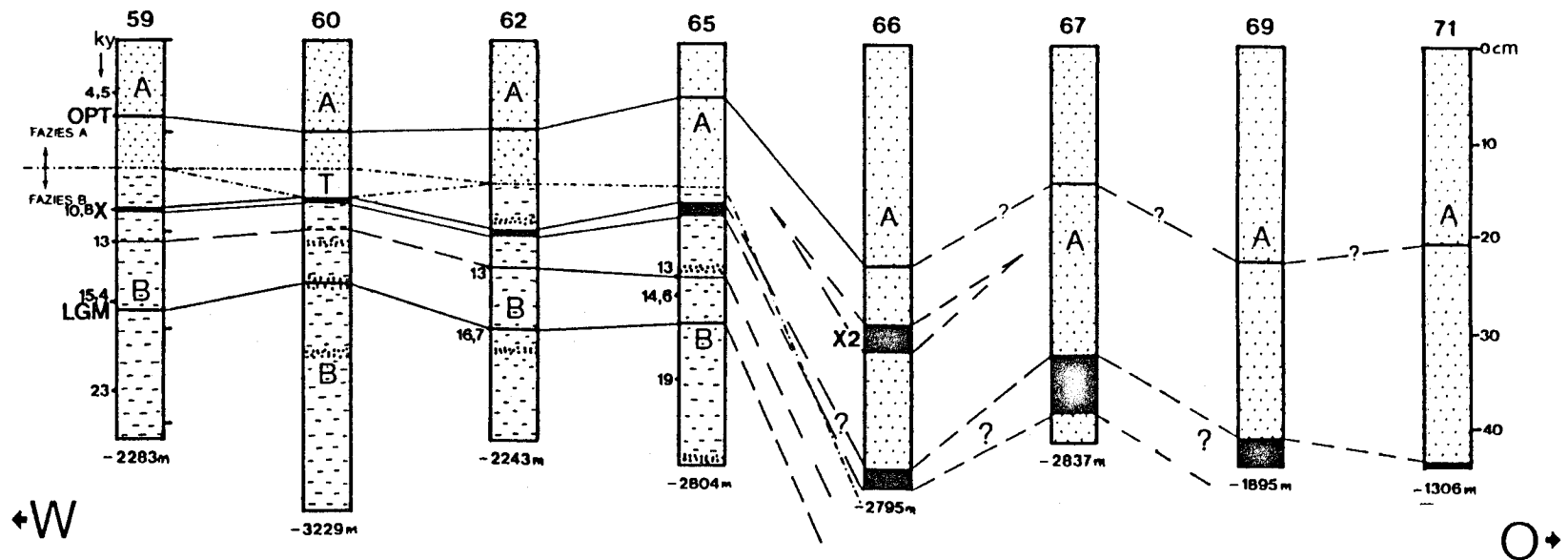


Abb.22: Anteil des groben Terrigenmaterials am Gesamtsediment



Schematisches Profil durch die GKG-Stationen 23059 bis 23071. Es zeigt die Verteilung der zwei Lithofazies-Typen A und B (nach HENRICH et.al., et.al.,1988) in Raum und Zeit. Die Aschenlagen sind besonders in den GKG 66 bis 71 unsicher, Umlagerung bzw. andere Eruptionen sind wahrscheinlich.

Legende:

- Fazies A
- Fazies B
- Aschenlagen
- Dropstonelagen

- OPT = Klimaoptimum
- LGM = "Last Glacial Maximum"
- T = Turbidität(?)

ABB. 25

HÄUFIGKEIT VON DIATOMEEN IN DER FRAKTION 63-125 µm.

Art	Probe:	60-5	60-6	65-4	66-13	66-14	69-10	-11	-12	71-8	-12	-15
<u>Allgemeine Häufigkeit:</u>		RC	R	S	SR	R	C	C	A	R	RC	A
Chaetoceras spp.							R		S			
Coscinodiscus perforatus var. allulosus	RC	R			SR	R	RC	C	C	R	RC	C
C. radiatus	RC						R	R	R			R
C. asteromphalus						SR	SR	SR	R			R
C. asteromphalus var.	R						C	R	C		R	C
C. oculus iridis												
C. heteroporus	S											
Hemidiscus ueneiformis								SR	R			S
Thalassiosira eccentrica							S	SR				
T. leptopus							S		S			
Thalassiotrix longissima				S			R	S	R	R	R	R
Rhizosolemia alata								S				
<u>Paläogene Diatomeen:</u>												
Cladogramma spp.			S									
Stephanopyxis grunowii	S	S										
S. megapora		S										
Odontotropis carinata	S	SR										
Vulkanische Asche	RC	RC	SR	R	A			R	R	RC	RC	R
Radiolarien	R	R	SR	R			R	C	R	C	RC	R
Schwammnadeln	RC	RC	R	R	C			R	R	C	RC	R
Foraminiferen	RC	A	A	SR	SR	C	C	C	R		C	R
Hystriosphären					S					SR		
Coccosphären									S			
Fischschuppen			SR		S							S
Pollen							S					

A = abundant, dominant C = common, häufig
R = rare, selten S = single, vereinzelt

TABELLE 3

TABELLE 3: Sie gibt eine Übersicht über die in der Grobfraktion enthaltenen Diatomeen.

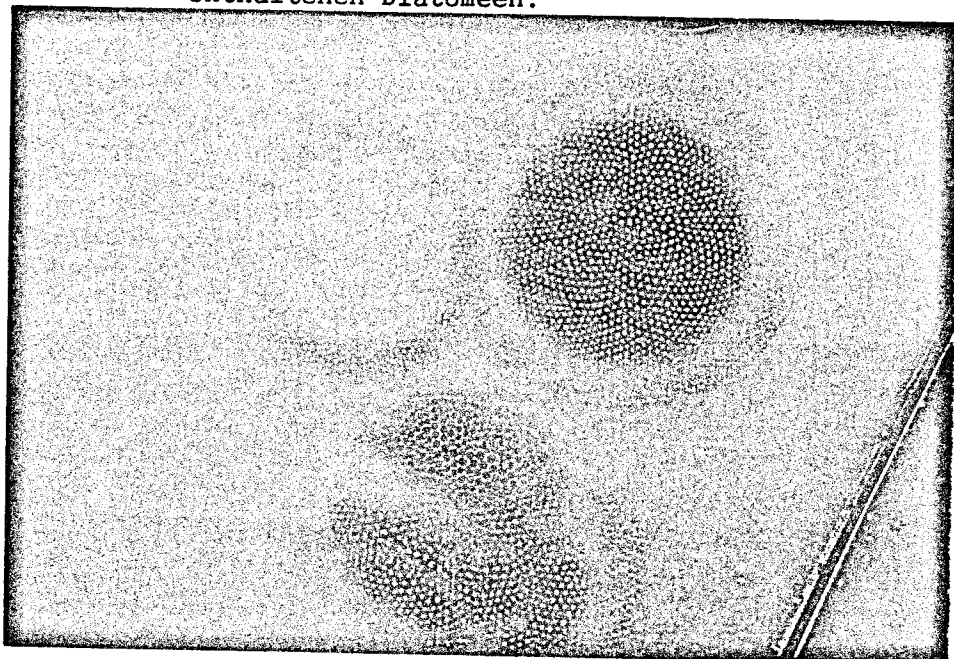


Abb.24: Diatomeen der Grobfraktion. Der Maßstab des Fotos läßt keine eindeutige Bestimmung zu.

4.2. Zum Ablauf der letzten Abschmelzphase im Profilbereich

Die Ergebnisse zeigen, dass sich der Ablauf der letzten Abschmelzphase anhand der vorliegenden Daten nicht genau genug erfassen lässt. Als besonders nachteilig stellte sich die sehr lückenhafte Datierung heraus, besonders hochauflösende Sauerstoffisotopenkurven wären für die zeitliche Korrelierung sehr hilfreich gewesen, um die Vorgänge genauer zu erfassen (wie zum Beispiel in HALD & VORREN, 1987b). So kann in dieser Arbeit nur ein vereinfachtes und grobes Bild der Ereignisse gezeichnet werden, obwohl das dichte Probenraster eine detailliertere Interpretation möglich machen würde. Ferner sind für die Rekonstruktion lediglich die westlichen GKG 23059 bis 65 geeignet, die übrigen erreichen die Termination I nicht.

1. Die Situation vor der Termination I (>15000 v.h.)

Zeitweilig offenes Wasser ermöglicht in diesem Zeitabschnitt terrigenen Eintrag, der jedoch zeitlich in den GKG nicht korrelierbar ist, der Anteil des groben Terrigen-Anteiles schwankt unregelmäßig. Die Korrosion der Kalkschalen am Boden ist in dieser Zeit zwar erhöht, jedoch wird keine starke Lösung erreicht, was eingeschränkte, aber nicht völlig unterbundene Tiefwasserventilation indiziert. Die ökologischen Bedingungen des Oberflächenwassers sind nur für *N. pachyderma* günstig, ein geringer subpolarer Anteil wird möglicherweise von Süden eingetragen, wie heute im arktischen Ozean. Diese geringe Karbonatschalenproduktion führt zu Karbonatgehalten im Sediment von etwa 10%.

2. Termination IA (14500 bis 13000 v.h.)

In der Termination IA kommt es nicht entlang des gesamten Profiles zu erhöhtem Terrigen-Eintrag. Im GKG 23062 kommt es in dieser Zeit zu erhöhter Karbonatlösung, es herrschen also korrosivere Bodenwasserbedingungen als im Glazial. Dieses ist nach HENRICH (1986) auf resuspendiertes organisches Material zurückzu-

führen. Die schwach auflösende Sauerstoffisotopenkurve zeigt eine stark ansteigende Temperatur im Oberflächenwasser, den kräftigen Einfluß des Norwegen-Stromes von Süden. Er führt zu erhöhten Anteilen von subpolarem Plankton im Untersuchungsgebiet, wobei die Karbonatkurve schwach ansteigt. Auch hier ist entlang des Profiles kein einheitlicher Trend zu erkennen, Schwankungen sind nicht korrelierbar.

3. Die jüngere Dryas (11000 bis 10000 v.h.)

Die Sauerstoffisotopendaten zeigen einen deutlichen Rückgang der Temperatur, der Anteil an subpolarem Plankton geht wie der der Gesamt-Planktonanteil im Oberflächenwasser zurück. Am Ende der Termination sind gut belüftete Bodenwasserverhältnisse an Station 23062 etabliert, sie verändern sich in der jüngeren Dryas nicht mehr. Station 23059 zeigt parallel dazu noch erhöhte Lösung. In dieser westlichsten Station zeigt sich noch ein erhöhter Anteil an grobem Terrigen-Eintrag.

4. Termination IB (10000 bis 8000 v.h.)

Die Station 23062 zeigt hier noch einmal einen erhöhten Anteil an grobem Terrigen-Eintrag, die anderen Stationen nicht. Er geht zum Ende der Termination schnell zurück. Die Karbonatschalenproduktion nimmt stark zu, bedingt durch einen stark steigenden Anteil von subpolaren Organismen. Dieser rasche Anstieg liegt in den vier GKG 23059 bis 65 einheitlich bei 9000 bis 8000 v.h., der Umschwung ins Holozän hinein vollzieht sich in der Norwegischen See über einen kurzen Zeitabschnitt. Etwa bei 8000 v.h. sind im westlichen, pelagischen Abschnitt des Untersuchungsgebietes die Holozänen Bedingungen erreicht.

5. Nach der Termination IB (<8000 v.h.)

Die hemipelagischen GKG 23066 bis 71 zeigen eine sehr hohe Sedimentationsrate (hoher terrigener Eintrag durch das Abschmelzen der Eiskappe). Die Karbonatschalenproduktion des Oberflächenwassers dürfte etwa gleich der im Westen sein, im Sediment wird dieser allerdings nur stark verdünnt registriert. Die erhöhte Sedimentationsrate hat zur Folge, daß organisches Material nicht

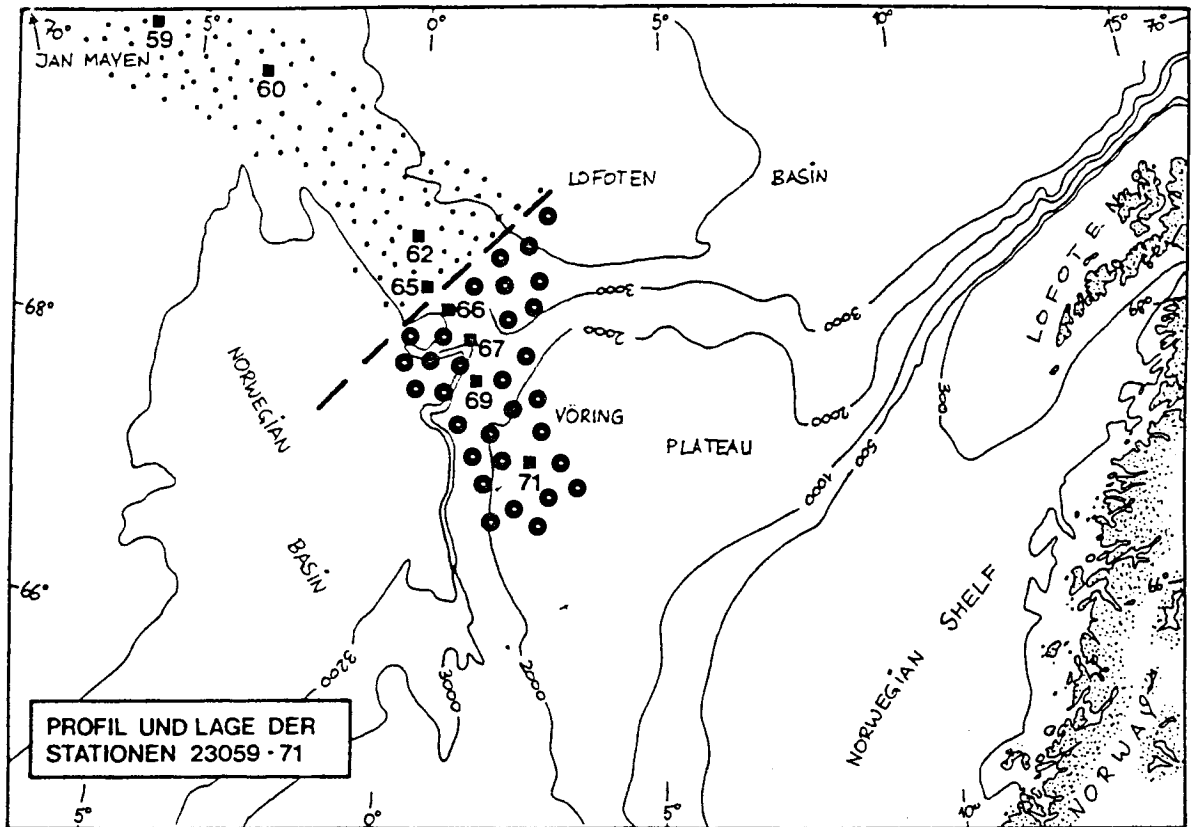


Abb.26: Die Grenze des hemipelagischen Bereiches im Profil.
 Die Grenze des terrigenen Einflußbereiches ist markant.
 (Große Punkte: Hemipelagial; kleine Punkte: Pelagial)

mehr abgebaut, sondern im Sediment eingebettet wird. Im Westen kommt es nicht zur hohen Sedimentationsrate, der Einfluß des Kontinentes hat eine deutliche Grenze zwischen den Stationen 23065 und 66 (siehe Abb.26).

Die Ergebnisse zeigen, daß sich der Einfluß des warmen Oberflächewassers von Süden sich sehr deutlich im Sediment abbildet, daß sich aber andere Parameter, wie der Eintrag von grobem Terrigen-Material nicht zeitlich einheitlich verhalten. Eine genaue Datierung der GKG würde hier eindeutigere Resultate ermöglichen, als es in dieser Arbeit möglich war.

DIATOMEENUNTERSUCHUNGEN

AN QUARTÄREN SEDIMENTEN

DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES

Diplomarbeit (Teil 2: Laborarbeit)

vorgelegt von

Birgit Rump-Schenk

(1988)

5. Zusammenfassung

An drei Sedimentkernen (23059-3, 23062-1 und 23071-3) und einem Großkastengreifer (23062-3), die im West- und im Ost-Teil der Norwegischen See während der "Meteor" 2/2- Expedition im Sommer 1986 genommen wurden, erfolgte eine Untersuchung der Sedimente auf Diatomeen sowie die Korrelation der erlangten Daten mit den für die Kerne erstellten Sauerstoff-Isotopenkurven und ein Vergleich mit den Diatomeendaten von STABELL (1986) und PEDERSEN (1987) ähnlicher Gebiete im Europäischen Nordmeer. Nach einer umfangreichen Probenaufbereitung nach der BATTARBEE-Methode und der Auswertung der angefertigten Präparate stellte sich heraus, daß Diatomeen nicht in den erwarteten Mengen in den Sedimenten auftreten und anstelle der zuerst angestrebten quantitativen auf eine semi-quantitative Auswertung zurückgegriffen werden mußte.

Die Proben des am weitesten im Westen gelegenen Kernes 23059-3 erwiesen sich als nahezu diatomeenfrei, was wahrscheinlich einerseits auf eine erhöhte Lösung von biogenem Opal aufgrund geringer Sedimentationsraten in diesem Gebiet zurückzuführen ist, andererseits muß aber auch in Betracht gezogen werden, daß in dem küstenfernen Meeresgebiet in dem dieser Kern genommen wurde unter Umständen nie Diatomeen gelebt haben. Die wenigen Exemplare, die in den Oberflächenprobe gefunden wurden und bei denen es sich zudem hauptsächlich um in Küstennähe lebende Arten handelt, können durch Eistransport in dieses Gebiet gelangt sein. Für den Kern 23059-3 war also eine Korrelation mit der zur Verfügung stehenden Isotopenkurve aufgrund der außerordentlich geringen Individuenzahl nicht möglich.

Wesentlich höhere Individuenzahlen fanden sich in den Proben der Kerne 23062-1/3 und 23071-3. Während in den Proben der Sedimente des 62er Kernes hauptsächlich in 0-40 cm Kerntiefe Diatomeen vorkommen, wurden in dem Kern 23071-3 fast über die gesamte Sedimentsäule Diatomeen in den Proben gefunden und so eine Korrelation mit den Isotopenkurven möglich.

Auffällig in einigen Proben der Kerne 23062-1/3 und 23071-3 ist das Auftreten von fossilen Diatomeen, das auf eine Umlagerung des Materials hindeutet.

Im Vergleich mit den Arbeiten von STABELL (1986) und PEDERSEN (1987), die beide einen Diatomeenhorizont mit stark erhöhten Individuenzahlen an der Grenze der Terminationen 1 und 2 fanden, stellte sich heraus, daß in dem untersuchten Kernmaterial die Diatomeen zwar nicht in der von den oben genannten Autoren beobachteten Menge auftreten, aber doch ein merklicher Anstieg der Individuenzahl zur Zeit der Jüngeren Dryas zu verzeichnen ist.

Es zeigte sich somit, daß für den im Westteil der Norwegischen See entnommenen Kern 23059-3 eine Korrelation mit den von HENRICH et al. (1988) und VOGELSANG (1988, unveröffentlicht) gemessenen Isotopenkurven und den von STABELL (1986) und PEDERSEN (1987) veröffentlichten Daten nicht möglich ist, wohl aber für die Kerne 23062-1/3 und 23071-3, die etwas weiter östlich und direkt am Hang des Vöring-Plateaus genommen wurden.

Die Ablagerungsgeschichte der zentralen Norwegischen

See während der letzten 300000 Jahre

Diplomarbeit (Laborteil)

an der mathematisch- naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität (Kiel)

Ulrich Struck *

Kiel 1988

*Geologisch- paläontologisches Institut der Christian-Albrechts-Universität; Olshausenstraße 40/60, D-2300 Kiel.

Zusammenfassung

Pelagische und hemipelagische Sedimente aus dem Europäischen Nordmeer sind Abbild der wechselvollen klimatischen Geschichte des Ablagerungsraumes während der spätpleistozänen und holozänen Glaziale und Interglaziale. Die Sedimente von zwei untersuchten Kernen aus der zentralen Norwegischen See repräsentieren den Zeitraum der letzten 330000 Jahre. Eine Wechselfolge von unterschiedlichen Lithologien sind Abbild der wechselnden Sedimentationsbedingungen während der unterschiedlichen klimatischen Bedingungen:

Lithofaziestyp 1 mit bräunlichen foraminiferenführenden oxischen Sedimenten mit hohen Karbonatgehalten und geringen C_{org} -Anteilen als interglaziale Sedimente.

Lithofaziestyp 2 mit olivgrauen dropstoneführenden Sedimenten (vergleichbar geringe Karbonatwerte und erhöhte C_{org} -Anteile) als Abbild "normalglazialer" Bedingungen mit verstärkter Eisdrift.

Lithofaziestyp 3 als dunkle Einschaltung mit Dropstones und erhöhtem Terrigenpartikelanteil in der Grobfraction und stark reduziertem Karbonatgehalt und hohem Anteil an organischem Kohlenstoff als Produkt von intraglazialen Abschmelzvorgängen.

Lithofaziestyp 4 als komplexe Abfolge von dunklem Basis-horizont und folgenden laminierten oxischen Sedimenten mit komplizierter sedimentchemischer Zusammensetzung mit basal stark erhöhten Schwefelgehalten, als Abbild der komplexen Vorgänge beim Abschmelzen von großen Schelfeismassen.

Durch sedimentologische Methoden wie Korngrößenuntersuchungen und Grobfractionsauszählungen konnten den verschiedenen Lithologien spezifische Sedimenteigenschaften wie Korngrößenverhältnisse und Partikelassoziationen zugeordnet werden.

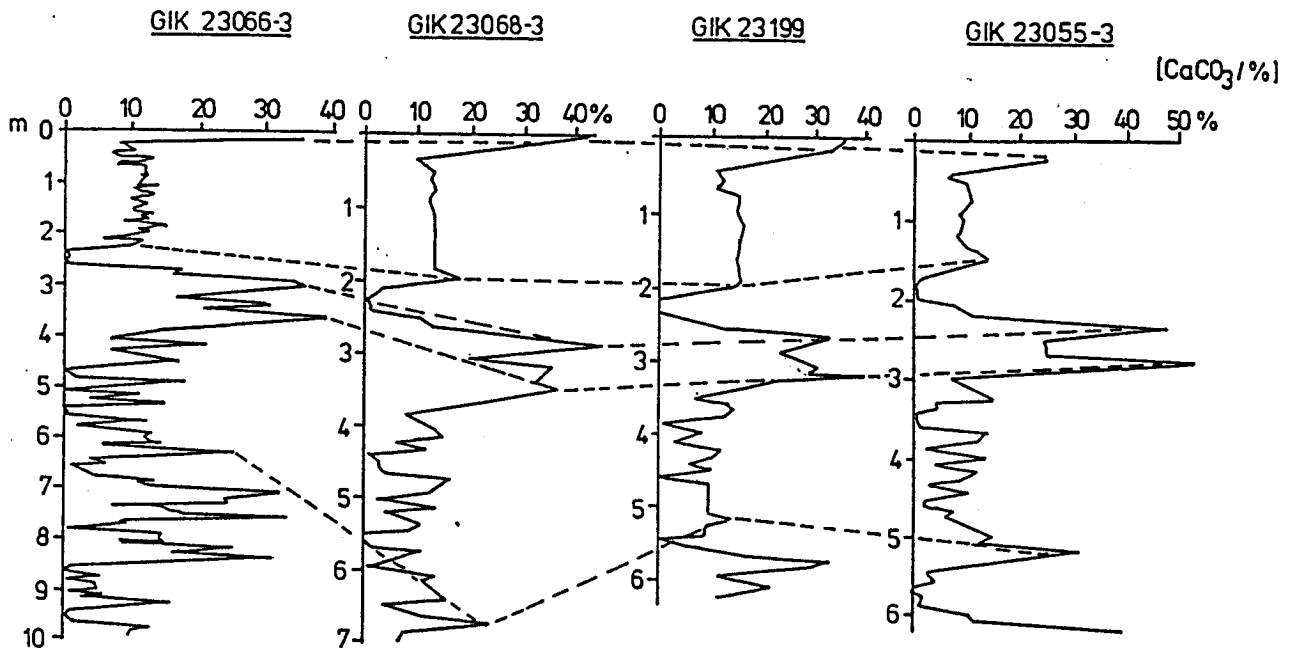


Abb. 6: Vergleich von vier Kernen aus der zentralen Norwegischen See anhand der Korrelation von Karbonatkurven, die mit Sauerstoffisotopenstratigraphie datiert sind. (aus HENRICH et. al (1988 subm.) u. RAMM (1986)).

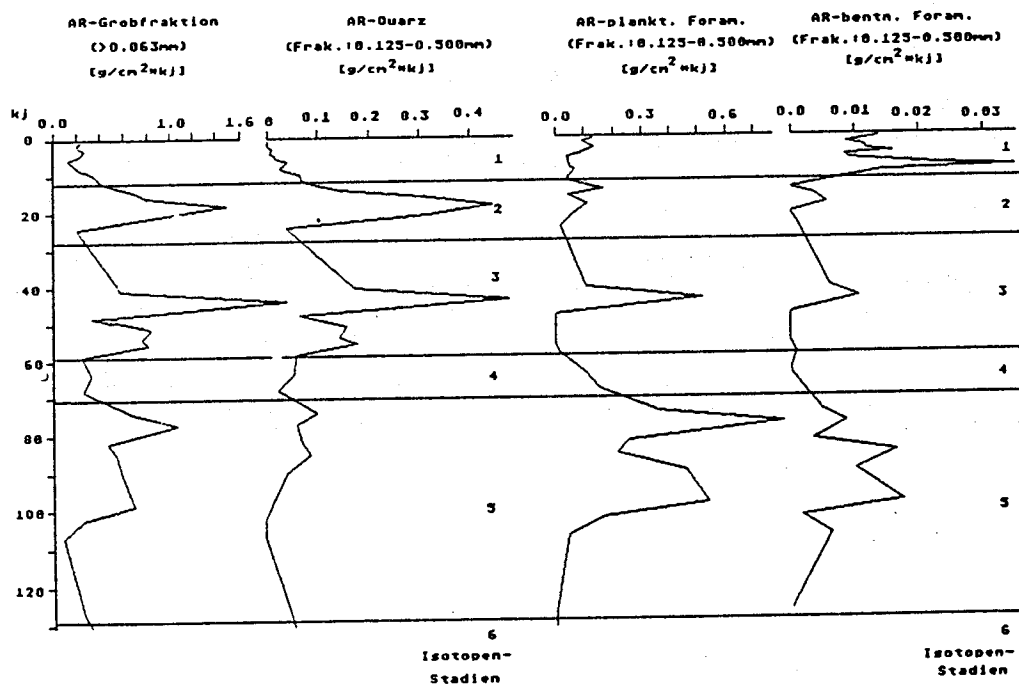
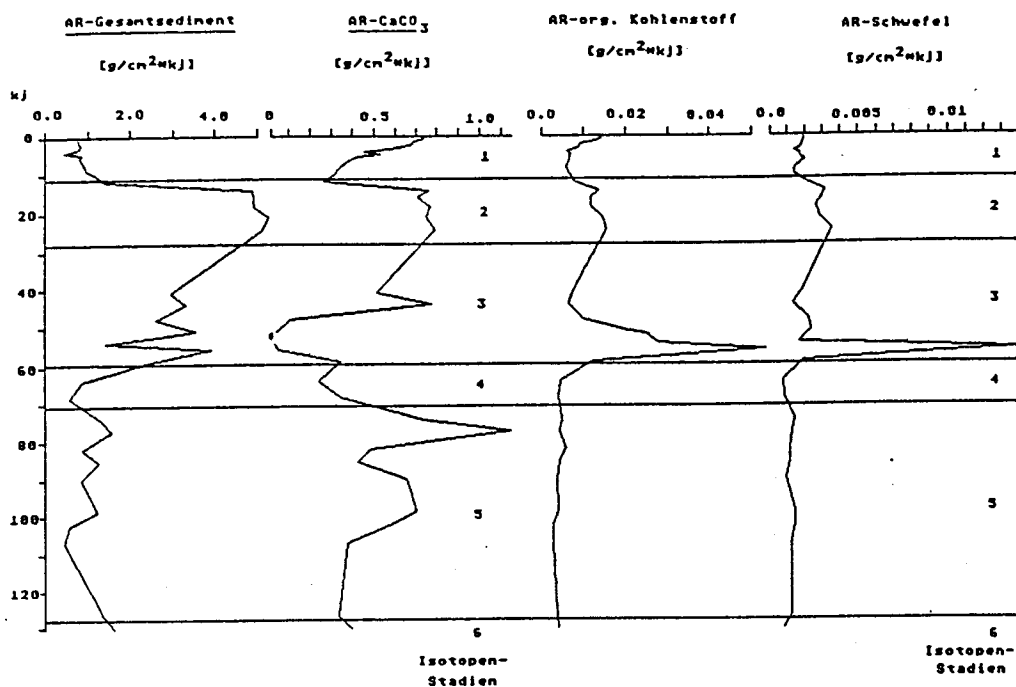


Abb. 13: Akkumulationsraten von Kern GIK 23068-3 [g/cm²*kj] für Gesamtsediment, CaCO₃, C_{org}, Schwefel, Grobfraktion (>0.063mm) und die Komponenten: Quarz, planktische Foraminiferen und benthische Foraminiferen aus der Fraktion 0.125-0.500mm.

Thiede, J., S. Pfirman, G.L. Johnson, P.J. Mudie, J. Mlenert and T. Vorren. 1989. Arctic Deep-Sea Drilling: Scientific and Technical Challenge of the Next Decade, p. 41-58. In: A. Ayala-Castañares, W. Wooster and A. Yáñez-Arancibia, eds. *Oceanography 1988*. UNAM Press, México D F, 208 p.

Arctic Deep-Sea Drilling: Scientific and Technical Challenge of the Next Decade

J. Thiede¹ • S. Pfirman¹ • G.L. Johnson² • P.J. Mudie³ • J. Mlenert¹ • T. Vorren⁴

¹ GEOMAR Kiel University Wischofstr 1-3, Bldg. 4 D-2300 Kiel, Federal Republic of Germany.

² Office of Naval Research Code 1125 Arlington, Virginia 22217, USA. ³ Geological Survey of Canada Bedford Institute of Oceanography P.O. Box 1006 Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2, Canada.

⁴ Department of Geology (IBG) University of Tromsø Postbox 3085, Guleng N-9001 Tromsø, Norway

ABSTRACT

Why is it important to go to the major expense and long-term effort of organizing, preparing and executing drilling in the permanently ice-covered, deep-sea regions of the Arctic? Because of its unique characteristics, the Arctic Ocean has a climatic and oceanographic influence far beyond its limited geographic extent. For example, deep water formed in the polar and subpolar seas fills the basins of the rest of the world's ocean. The modern Arctic sea ice cover, although apparently thermodynamically unstable, has existed for several million years, affecting global heat budgets and therefore the global climate system. Yet we do not know when deep waters of the Arctic Ocean were first linked with those of the Norwegian-Greenland Sea, nor when sea ice first covered the Arctic Basin. Likewise the geologic composition and history of major morphologic features, ridges, plateaus and margins are practically unknown. This knowledge is missing because of a lack of appropriate samples of sediment and bedrock. With a coordinated effort of site surveying and drilling in the Arctic it would be feasible to obtain the required material. This report presents a scientific rationale and an organizational scheme together with various technological options for drilling in this hostile environment.

Meyniana	40	Seite 47–53	3 Abb.	Kiel, (Okt.) 1988
----------	----	-------------	--------	-------------------

Cenozoic Northern Hemisphere Paleoclimate: An Enigma of Correlation of Oceanic and Continental Stratigraphic Sequences

JÖRN THIEDE, ROBERT F. SPIELHAGEN, MARTIN H. WEINELT

Cenozoic Northern Hemisphere Paleoclimate: An Enigma of Correlation of Oceanic and Continental Stratigraphic Sequences (Känozoisches Klima der nördlichen Hemisphäre: Zu den widersprüchlichen Interpretationen gleichalter stratigraphischer Abfolgen kontinentaler und ozeanischer Ablagerungsräume). – Meyniana 40: 47–53, 3 fig., Kiel.

Recent results of ocean drilling polar and subpolar deep-sea basins of the North Atlantic (ODP Leg 104 in the Norwegian Sea and ODP Leg 105 in the Labrador Sea and Baffin Bay) have shown that the northernmost extensions of the Atlantic Ocean have been glaciated almost continuously for the past 2.5–2.6 my. Shorter periods with glacial ice cover were also documented during earlier parts of the Neogene. Floral and faunal contents of corresponding continental stratigraphic sequences in the circum-Arctic realm, however, suggest climatic warming during times when oceanic data indicate cold climatic conditions. This contradiction contributes to the enigma of the transition of the Northern Hemisphere from pre-glacial to a glacial climate sometime during the Neogene.

J. THIEDE, R.F. SPIELHAGEN, M.H. WEINELT, GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, Wischhofstraße 1–3, Geb. 4, D–2300 Kiel 14.

10. DIAGENESIS IN EOCENE CLAYSTONES, ODP SITE 647, LABRADOR SEA: FORMATION OF COMPLEX AUTHIGENIC CARBONATES, SMECTITES, AND APATITE¹

Gerhard Bohrmann² and Jörn Thiede³

ABSTRACT

Authigenic carbonates were recovered in lower to middle Eocene claystones at Ocean Drilling Program Site 647 in the Labrador Sea. Detailed chemical, petrographic, and X-ray investigations reveal that these diagenetic carbonates have a complex mineralogical composition. At least five different carbonate phases are identified: calcium-rich rhodochrosite, rhodochrosite, manganosiderite, siderite, and calcite. Manganese carbonates are the dominant carbonate phases formed throughout the section. Textural analyses show two major generations of carbonate formation. Early cementation of micritic carbonate in burrow structures was followed by carbonate cementation forming microsparry to sparry crystals.

At approximately 620 meters below seafloor (mbsf), three concretions of iron carbonates occur, which indicates a special pore-water chemistry. Thin section analyses from this level show (1) several generations of diagenetic carbonates, (2) widespread secondary cavity formation in burrow structures, and (3) various cement precipitations in voids. We suggest that this level represents a hiatus or highly condensed sequence, as indicated by (1) the low carbonate content in host sediments, (2) carbonate dissolution reflected by the high ratio of benthic to planktonic foraminifers, and (3) complex diagenetic alteration in the carbonate concretions.

Iron and manganese enrichments observed in lithologic Unit IV may have been derived from a hydrothermal source at the adjacent, then active, Labrador Sea mid-ocean ridge. Authigenic smectites forming numerous pseudomorphs of siliceous microfossils are precipitated in burrow structures. We propose that diagenetic smectite formation from biogenic opal and iron oxyhydroxide (analogous to smectite formation in surface sediments of the East Pacific area) occurred in the Labrador Sea during the early and middle Eocene.

Group Report **Flux to the Seafloor**

K.W. Bruland, Rapporteur

P.K. Bienfang

J.K.B. Bishop

G. Eglinton

V.A.W. Ittekkot

R. Lampitt

M. Sarnthein

J. Thiede

J.J. Walsh

G. Wefer

INTRODUCTION

The principal goal of our group was to discuss the processes resulting in the modification of the export flux of material settling from the euphotic zone through the oceans' interior to the benthic boundary layer. These processes must be better understood in order to predict the geographic and seasonal variability of the flux of biogenic material to the seafloor.

During transit from the bottom of the euphotic zone to the deep-sea floor, more than 90% of the sinking particulate organic material degrades and a portion of the carbonates and opal dissolves. During this transfer, organic carbon is altered and new organic material can be added by horizontal inputs from shelf/slope boundaries and by bacterial particle production.

The interior of the ocean is filled by water masses with complex hydrographies which modify, and are altered by, the export products of the surface water masses on their way to the seafloor. Because of the Earth's continuing climatic evolution, the modern ocean is not always an ideal analog for understanding processes controlling past productivity. Nevertheless, a major step in better understanding present and past patterns of ocean productivity can be achieved through a thorough examination of the modern scenario, with all its regional and temporal variability.

Our working group was composed of a mixture of biologists, chemists, geochemists, and geologists and a variety of topics were addressed including particle interactions, the contribution due to episodic events, the role of dissolved organic matter (DOM), and the contributions of terrigenous and shelf organic carbon inputs to the interior of the oceans. We attempted to

identify and to address problem areas in which our understanding is limited by a lack of data or realistic models. The limited time frame of the meeting and the subjective scientific interests of the working group members forced the exclusion of a number of processes which nevertheless were considered important. These include, among others, the influence of hydrothermal venting and submarine volcanism on particle fluxes and patterns of small- to intermediate-scale regional variability of particle fluxes in the oceans' interior.

1. THE NORWEGIAN CONTINENTAL MARGIN: TECTONIC, VOLCANIC, AND PALEOENVIRONMENTAL FRAMEWORK¹

Olav Eldholm,² Jörn Thiede,³ and Elliott Taylor^{4,5}

SUMMARY OF MAJOR ACHIEVEMENTS

Leg 104 was in many ways a shake-down leg for *JOIDES Resolution* and the Ocean Drilling Program. In addition, the leg was the first operation of ODP in a high-latitude environment. The scientific objectives were quite ambitious, requiring a high recovery of undisturbed cores as well as deep reentry penetration and satisfactory recovery in crustal rocks. Nevertheless, the vessel and entire onboard staff performed well and most problems were quickly solved. Both in terms of operations and science we believe the leg was successful.

Operationally, both the APC and XCB coring systems proved to be excellent tools, and the RCB basement penetration was faster and yielded better recovery than anticipated. The 11 reentries at Hole 642E must also be noted. The leg featured the first dual-casing reentry cone installation and first VSP experiment of the ODP. It achieved the deepest basement penetration ever during one leg of deep sea drilling, and as of December 1988 Hole 642E was still the deepest ODP site drilled. Finally, despite the high latitude of the operational area, which at times caused severe weather conditions, no weather downtime accrued.

Scientifically, all major objectives were achieved. We drilled through the entire seaward-dipping reflector sequence, the disputed reflector K, and into the underlying rocks. Despite the existence of numerous hiatuses causing correlation and interpretation challenges, the recovered sediment cores have provided a new and unique opportunity for detailed high-resolution studies, particularly of the Neogene paleoenvironment. Both the initial data presentation (Eldholm, Thiede, Taylor et al., 1987) and the present volume are only considered first attempts using the data collection as a basis for geological models and understanding.

51. EVOLUTION OF THE VØRING VOLCANIC MARGIN¹

Olav Eldholm,² Jörn Thiede,³ and Elliott Taylor^{4,5}

ABSTRACT

ODP Sites 642 and 643 recovered a succession of rocks which have greatly improved the understanding of how the Cenozoic volcanic Vøring Margin evolved, particularly by providing important constraints on the series of events that occurred during the initial opening of the Norwegian-Greenland Sea. The more than 900 m of igneous rocks and interbedded sediments drilled at Site 642 constitute two distinct, strikingly different volcanic series. The upper series, composed of transitional mid-oceanic tholeiitic lava flows and thin interbedded volcanoclastic sediments confirmed the seaward-dipping reflectors to be a terrestrially constructed extrusive complex. The lower series, probably extending for several hundred meters below the bottom of the hole, consists of another flow complex of dacitic composition, some dikes and thicker interbedded sediments, partially continentally derived. We suggest that the margin evolved by crustal extension in the Paleocene accompanied by uplift and a progressively more intense invasion of dikes and sills in the rift zone. Just prior to breakup, magma from shallow crustal melts produced the lower series. The upper series was constructed during an intense, rapidly waning, volcanic surge of subaerial accretion of oceanic magma following breakup in middle of Chron 24.2R. The surge is characterized by a much increased rate of magma production and high spreading rate. The upper series cover both newly formed oceanic crust and large areas of the adjacent thinned continental crust. The dipping wedge was formed by subsidence due to loading and thermal contraction, possibly amplified by a tectonic force. When the surge had abated, the injection center quickly subsided and normal oceanic crust was formed. Our interpretation is that the continent/ocean boundary occurs at the seaward termination of reflector K, which separates the two volcanic series. However, a region of strongly intruded transitional crust is inferred in 30- to 50-km wide zones on either side of the Vøring Plateau Escarpment.

The Vøring Margin experienced crustal uplift and extension prior to breakup, restricted to a Tertiary marginal basin west of the present shelf edge. The initial volcanic surge and shallow extrusion level are related to a higher than normal temperature at the base of the lithosphere, inducing partial melting combined with opening in previously thinned crust. The commonly described non-extensional nature of this margin is only an apparent phenomenon. Except for the outer basin, extension by dike injection coupled with high strength of the thin, pre-opening crust in the Vøring Basin precluded the formation of a faulted rift unconformity. We believe these observations have relevance for volcanic margins elsewhere, but infer that seaward-dipping reflectors can form in many environments.

The Vøring Plateau marginal high and other similar features in the North Atlantic are an integrated part of the North Atlantic Volcanic Province, which extends 2000 km longitudinally. Compared to the central, transverse, part of the province in the vicinity of the Iceland hotspot that has been active for 60 m.y., marginal volcanism was transient, related to breakup and lasting only for a maximum of about 3 m.y.

Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea

FRIEDRICH-WILHELM HAAKE AND UWE PFLAUMANN

BOREAS



Haake, Friedrich-Wilhelm & Pflaumann, Uwe 1989 12 01: Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea. *Boreas*, Vol. 18, pp. 343–356. Oslo. ISSN 0300-9483.

Quantitative studies of foraminiferal faunas and isotope ratios have been done in two gravity cores from the Vøring Plateau. Core 23199 from about 2000 m water depth included sediments younger than oxygen Stage 7. Core 23205 from about 1400 m ended in sediments from Stage 5. According to the transfer temperatures, the onset of abundances of *Cibicidoides wuellerstorfi* and the $\delta^{13}\text{C}$ values of *Neoglobobulimina pachyderma*, the Vøring Plateau was covered by pack-ice during Stages 6, 4, 2 and, to some extent, also during Stage 3. Ice-free sea-surface conditions prevailed from late Substage 5e throughout Stage 5 and during stage 1. The transition from Stage 6 to Stage 5 (Termination II) took place in two steps: IIa is defined by the $\delta^{18}\text{O}$ signal of *N. pachyderma* (reduced global ice volume) and IIb by the increased occurrence of *C. wuellerstorfi* (melting of local pack-ice). A contemporaneous development of an interglacial deep-water circulation system is indicated.

Friedrich-Wilhelm Haake & Uwe Pflaumann, Geol.-Paläont. Institut der Universität Kiel, Olshausenstr. 40–60, D–2300 Kiel, Federal Republic of Germany; 27th February 1989 (revised 14th July, 1989).

DER EINFLUß VON BIOGENEM OPAL AUF DIE BILDUNG SEISMISCHER REFLEKTOREN UND DIE VERBREITUNG OPALREICHER SEDIMENTE AUF DEM VØRING PLATEAU

Peter Hempel

ZUSAMMENFASSUNG

Auf der Grundlage von sechs ODP- und DSDP Bohrungen im Bereich des Vøring Plateaus und hochauflösender mehrkanaliger reflexionsseismischer Profile wurde die Verbreitung der miozänen opalreichen Sedimente erfaßt.

Die besondere sedimentphysikalische Charakteristik von biogenem Opal hat entscheidenden Einfluß auf die sedimentphysikalischen Eigenschaften opalreicher Sedimente, wie sie im Miozän auf dem Vøring Plateau zur Ablagerung kamen.

1. Das geringe spezifische Gewicht des Hauptsedimentbildners und der große Porenraum bewirken ein geringes Feuchtraumgewicht.

2. Die Abnahme des Feuchtraumgewichtes in den opalreichen Sedimenten gegenüber den stärker terrigen dominierten Ablagerungen im Liegenden und Hangenden führt bei nahezu unveränderter seismischer Geschwindigkeit zu einer Abnahme der akustischen Impedanz. Es konnte nachgewiesen werden, daß Impedanzkontraste weitaus stärker von Änderungen des Feuchtraumgewichtes als von denen der seismischen Geschwindigkeit hervorgerufen werden.

3. Die Impedanzabnahme führt zu einem negativen Reflexionskoeffizienten, der in den seismischen Daten als Reflektor negativer Polarität zu erkennen ist.

Die Messungen des Feuchtraumgewichtes und der seismischen Geschwindigkeit an Sedimentproben aus den Bohrungen 642 und 643 wurden dazu benutzt, synthetische Seismogramme zu generieren, die dann mit den reflexionsseismischen Daten verglichen wurden. Für die Bohrung 644 wurden die seismischen Geschwindigkeiten aus einem Pseudo-Sonic-Log abgeleitet, bevor auch hier synthetische Seismogramme berechnet werden konnten. Um eine erfolgreiche Korrelation der Reflektoren beider Seismogramm-Typen zu gewährleisten, muß eine Teufen- in Laufzeitumrechnung erfolgen, für die ein exaktes Wissen der *in situ* herrschenden Dichte- und Geschwindigkeitsverhältnisse entwickelt werden mußte. Daß die *in situ* - Bedingungen zufriedenstellend rekonstruiert werden konnten, kommt in der Abweichung von nur 8 ms TWT der Reflektoren im synthetischen gegenüber dem reflexionsseismischen Seismogramm in einer Teufe von etwa 400 ms TWT zum Ausdruck.

In den reflexionsseismischen Profilen erscheinen die opalreichen Ablagerungen als transparente Zone. Aufgrund dieser Reflexionscharakteristik kann aus der Seismik der Schluß gezogen werden, daß die opalreichen Sedimente nicht nur im Miozän abgelagert wurden, sondern auch schon im Oligozän Opalsedimentation in weiten Bereichen des Vøring Plateaus vorgeherrscht hat.

Die Kartierung der opalreichen Ablagerungen auf dem Vøring Plateau ergab große Mächtigkeiten im Randbereich der Jan Mayen Verwerfungszone und Vøring Verwerfungszone und eine bis ins Ober-Pliozän reichende Erosion auf der Hochlage des Äußeren Vøring Plateaus. Mächtigkeitsunterschiede sind vielmehr auf tektonische Bewegungen zurückzuführen, als durch lokale Produktivitätsunterschiede zu erklären.

6. GLACIAL/INTERGLACIAL CYCLES IN THE NORWEGIAN SEA: SEDIMENTOLOGY, PALEOCEANOGRAPHY, AND EVOLUTION OF LATE PLIOCENE TO QUATERNARY NORTHERN HEMISPHERE CLIMATE¹

Rüdiger Henrich²

ABSTRACT

The long-term record of glacial/interglacial cycles indicates three major paleoceanographic regimes in the Norwegian Sea. The period since the first major glaciation over Scandinavia at 2.56 Ma is characterized by high-frequency, low-amplitude oscillations of ice-rafted debris inputs, a lowered salinity, and decreased carbonate shell production in surface waters as well as overall strong carbonate dissolution at the sea floor. These conditions indicate a more zonal circulation pattern in the Northern Hemisphere and a relative isolation of surface and bottom waters in the Norwegian Sea. The generally temperate glacial climate was only interrupted by episodic weak intrusions of warm Atlantic waters. These intrusions have been detected in considerable magnitude only at Site 644, and thus are restricted to areas much closer to the Norwegian shelf than during earlier periods. The interval from 1.2 to 0.6 Ma is characterized by an increase in carbonate shell production and a better preservation, as well as a change in frequency patterns of ice-rafted debris inputs. This pattern reflects increasing meridionality in circulation-strengthening contrasts in the Norwegian Sea between strong glaciations and warm interglacials. The past 0.6 Ma reveal high-amplitude oscillations in carbonate records that are dominated by the 100-k.y. frequency pattern. Glacial/interglacial sedimentary cycles in the ODP Leg 104 drill sites reveal a variety of specific dark lithofacies. These dark diamictites reflect intense iceberg rafting in surface waters fed by surges along the front of marine-based parts of the continental ice sheets in the southeastern sector of the Norwegian Sea and are associated with resuspension of reworked fossil organic carbon and strong dissolution at the sea floor. Piling up of huge iceberg barriers along the Iceland-Faeroe-Scotland Ridge might have partially blocked off surface water connections with the North Atlantic during these periods.

7. DIAGENETIC ENVIRONMENTS OF AUTHIGENIC CARBONATES AND OPAL-CT CRYSTALLIZATION IN LOWER MIOCENE TO UPPER OLIGOCENE DEPOSITS OF THE NORWEGIAN SEA (ODP SITE 643, LEG 104)¹

Rüdiger Henrich²

ABSTRACT

Different generations of complex authigenic carbonates formed in siliceous muds (lithologic Unit IV) and hemipelagic clays (lithologic Unit V) of ODP Site 643, Leg 104 Norwegian Sea. The dominant phase in Unit IV is an early diagenetic Mn, Fe-calcite with a strong negative $\delta^{13}\text{C}$ (-14 to -16 ‰) signature, and slightly negative $\delta^{18}\text{O}$ values. The strong negative $\delta^{13}\text{C}$ results from extensive incorporation of ^{12}C -enriched CO_2 derived from bacterial degradation of marine organic matter into early Mn, Fe—calcite cements. Concomitant framboidal pyrite precipitation and abundant SEM microtextures showing excellent preservation of delicate structures of fragile diatom valves by outpourings with early Mn-calcites strongly support their shallow burial formation before the onset of compaction.

Later generations of authigenic mineralizations in lithologic Unit IV include minor amounts of a second generation of calcite with platy crystals, possibly precipitated along with opal-A dissolution, and finally opal-CT crystallization in deeper seated environments overgrowing earlier precipitates with films and lepispheres. The last mineralization is collophane (fluor apatite) forming amorphous aggregates and tiny hexagonal crystals. Authigenic mineral assemblages in lithologic Unit V consist of rhodochrosites, transitional rhodochrosite/manganosiderites, and apatite. A negative $\delta^{13}\text{C}$ (-7.1 to -15.6 ‰) and a fluctuating $\delta^{18}\text{O}$ signal indicates that the micritic to sparitic rhodochrosites, transitional rhodochrosites/manganosiderites were formed at various burial depths. CO_2 resulted from organic matter degradation in the lowermost sulfate reduction zone and from biogenic methane generation in the lowermost sediments, resulting in variable and negative $\delta^{13}\text{C}$ signals. The change in carbonate mineralogy reflects major compositional differences compared to sediments in Unit IV. Most prominent is an increase in altered ash as a primary sediment component and a sudden decrease of siliceous microfossils. Upward diffusion of cations, lowered salinities in pore waters, and elevated temperatures provide diagenetic environments favoring increased remobilization processes.

SEDIMENTARY FACIES OF GLACIAL–INTERGLACIAL CYCLES IN THE NORWEGIAN SEA DURING THE LAST 350 ka

RÜDIGER HENRICH¹, HEIDEMARIE KASSENS¹, ELKE VOGELSANG¹ and JÖRN THIEDE²

¹*Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Kiel, Olshausenstrasse 40, D-2300 Kiel (F.R.G.)*

²*Geomar—Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, Wischhofstrasse 1–3, D-2300 Kiel (F.R.G.)*

(Received January 25, 1988; revised and accepted November 28, 1988)

Abstract

Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. and Thiede, J., 1989. Sedimentary facies of glacial–interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. *Mar. Geol.*, 86: 283–319.

Sediment fluxes were highest in the Norwegian Sea during late glacial/early deglacial periods, i.e., at oxygen isotope transition 4/3, below transition 6/5, at various levels within stage 6, and below stage 9. Dark diamictos deposited at these times reflect intense iceberg rafting in surface waters fed by surges along the front of the marine-based parts of the continental ice sheets in the southeastern sector of the Norwegian Sea. The high organic carbon content (0.5–1.3%) in these layers reflects input from erosion of terrigenous matter-rich sediments outcropping on the shelves. Partial oxidation of organic matter and decreased deep-water renewal may explain the strong carbonate dissolution observed during these periods. Interglacial environments were strongly variable throughout the last 350 ka. Circulation patterns of stage 5e best resemble modern conditions, while stage 7 and 9 sediments record a much weaker Norwegian Current.

5. CENOZOIC PALEOCLIMATIC AND PALEOCEANOGRAPHIC CHANGES IN THE NORTHERN HEMISPHERE REVEALED BY VARIABILITY OF COARSE-FRACTION COMPOSITION IN SEDIMENTS FROM THE VØRING PLATEAU—ODP LEG 104 DRILL SITES¹

Rüdiger Henrich,^{2,5} Thomas Wolf,² Gerhard Bohrmann,³ and Jörn Thiede⁴

ABSTRACT

Coarse-fraction studies of sediments recovered during ODP Leg 104 are used to reconstruct paleoclimatic and paleoceanographic environments on a time scale of 0.1 to 0.5 m.y. for the past 20 Ma. These investigations suggest that relatively warm climates and isolated deep water conditions prevailed prior to 13.6 Ma and between 5.6–4.8 Ma. The first major deep water outflow from the Norwegian–Greenland Sea into the North Atlantic took place at about 13.6 Ma. Progressive cooling linked to increased deep water renewal in the Norwegian–Greenland Sea appears to have occurred between 13.6–5.6 Ma and 4.8–3.1 Ma. A major onset of ice-rafted debris is recorded at 2.56 Ma. Terrigenous coarse-fraction components show important fluctuations with two major peaks during the past 0.8 Ma.

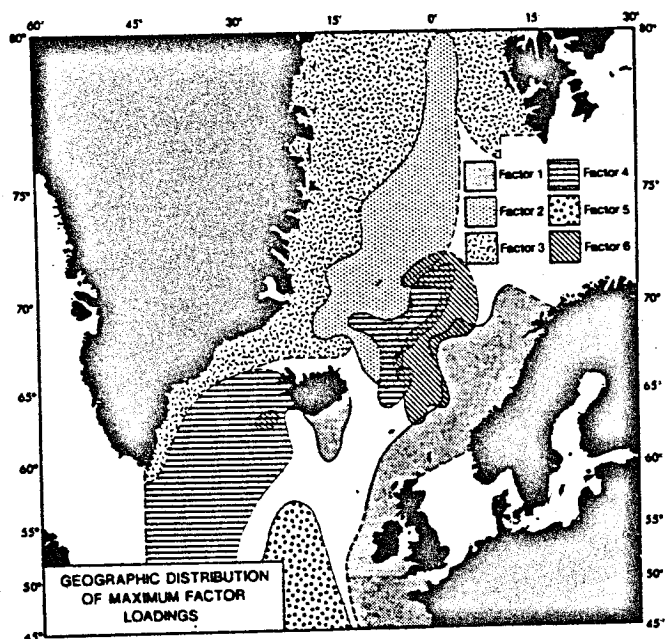
**9. OXYGEN AND CARBON ISOTOPE STRATIGRAPHY AND MAGNETOSTRATIGRAPHY
THE LAST 2.8 MA: PALEOCLIMATIC COMPARISONS BETWEEN THE
NORWEGIAN SEA AND THE NORTH ATLANTIC¹**

E. Jansen,² B. Slettemark,² U. Bleil,³ R. Henrich,⁴ L. Kringstad,² and S. Rølfesen²

ABSTRACT

Continuous sediment sections spanning the last 2.8 Ma have been studied using stable isotope stratigraphy and sedimentological methods. By using paleomagnetic reversals as a chronostratigraphic tool, climatic and paleoceanographic changes have been placed in a time framework. The results show that the major expansion of the Scandinavian Ice Sheet to the coastal areas occurred in the late Neogene period at about 2.8 Ma. Relatively high-amplitude glacials appeared until about 2 Ma. The period between 2.8 and 1.2 Ma was marked by cold surface water conditions with only weak influx of temperate Atlantic water as compared with late Quaternary interglacials. During this period, climatic variations were smaller in amplitude than in the late Quaternary. The Norwegian Sea was a sink of deep water throughout the studied period but deep water ventilation was reduced and calcite dissolution was high compared with the Holocene. Deep water formed by other processes than today. Between 2 and 1.2 Ma, glaciations in Scandinavia were relatively small. A transition toward larger glacials took place during the period 1.2 to 0.6 Ma, corresponding with warmer interglacials and increasing influx of temperate surface water during interglacials. A strong thermal gradient was present between the Norwegian Sea and the northeastern Atlantic during the Matuyama (2.5–0.7 Ma). This is interpreted as a sign of a more zonal and less meridional climatic system over the region as compared with the present situation. The transition towards more meridionality took place over several hundred thousand yr. Only during the last 0.6 Ma has the oceanographic and climatic system of the Norwegian Sea varied in the manner described from previous studies of the late Quaternary.

SURFACE SEDIMENT DIATOM DISTRIBUTION AND HOLOCENE PALEOTEMPERATURE VARIATIONS IN THE GIN SEA



by
NALÂN KOÇ KARPUZ

CAND.SCIENT THESIS

(MARINE GEOLOGY)

**UNIVERSITY OF BERGEN
GEOLOGICAL INST. SECT. B**

BERGEN, 1989

- POC - NAVF - CONTRIBUTION No.5, 1989 -

SUMMARY AND CONCLUSIONS

1. Diatoms are abundant and diverse in sediment surface samples from the Iceland, Norwegian and parts of the southern Greenland Sea.
2. Four diatom assemblages are defined and mapped according to their relationship to water masses and currents. They are the Iceland Sea, the Intermediate, the Atlantic-Norwegian Current and the East Iceland Current factors.
3. The Iceland Sea and Atlantic-Norwegian Current factors are well correlated to winter and summer temperature.
4. Only a poor correlation between any of the four factors and productivity was found.
5. A paleoecological transfer function was defined which resulted in an accuracy of better than $\pm 1.21^{\circ} \text{C}$ for both summer and winter sea-surface temperature estimates.

A LINK BETWEEN PALEOCEANOGRAPHY,
EARLY DIAGENETIC CEMENTATION, AND
SHEAR STRENGTH MAXIMA IN LATE
QUATERNARY DEEP-SEA SEDIMENTS ?

H. Kassens and M. Sarnthein

Geologisch-Paläontologisches Institut
Universität Kiel
Kiel, Federal Republic of Germany

Abstract. Near-surface sediments from the equatorial east Atlantic and the Norwegian Sea exhibit pronounced shear strength maxima in profiles from the peak Holocene and Pleistocene. These semi-indurated layers start to occur at 8-102 cm below the sediment surface and can be explained neither by the modal composition nor by the effective overburden pressure of the sediments. However, scanning electron microscope and microprobe data exhibit micritic crusts and crystal carpets, which are clearly restricted to (undisturbed) samples from indurated layers and form a manifest explanation for their origin. The minerals precipitated comprise calcite, aragonite, and in samples more proximal to the African continent SiO_2 needles, and needles of as yet unidentified K-Mg-Fe-Al silicates, crusts of which dominate the indurated layers in the Norwegian Sea. By their stratigraphic position in deep-sea sediments the carbonate-based shear strength maxima are tentatively ascribed to dissolved adjacent pteropod layers from the early Holocene and hence to short-lived no-analogue events of early diagenesis. Possibly, they have been controlled by a reduced organic carbon flux, leading to increased aragonite preservation in the deep sea.

30. CENOZOIC SILICOFLAGELLATES, EBRIDIANS, AND ACTINISCIDIANS FROM THE VØRING PLATEAU (ODP LEG 104)¹

Sigurd Locker^{2,3} and Erlend Martini²

ABSTRACT

The lower Miocene to Pleistocene at Sites 642 and 644 is subdivided into eight silicoflagellate zones and nine ebridian-actiniscidian zones. Due to the bioevents selected, the silicoflagellate zonation may be recognized in high northern and southern latitudes. A sequence of 24 diagnostic silicoflagellate, ebridian and actiniscidian events tied to absolute ages is established, and both the biozonations and the event sequence are correlated with standard nannoplankton zones and paleomagnetic anomalies.

Based on fluctuations of cool and warm water-preferring silicoflagellate taxa, more than ten cooling phases of sea-surface waters are recognized for the early Miocene to late Pliocene at Site 642. A relative paleotemperature curve derived from same data indicates that sea-surface temperatures were relatively high from 21.7 to nearly 13.4 Ma. Temperatures decreased progressively during the late Miocene until a distinct warm peak around 5.45 Ma. During the Pliocene sea-surface temperatures were generally low and dropped drastically at about 3.2 Ma, just before the final disappearance of silicoflagellates at Site 642 around 3.1 Ma, probably corresponding to a brief glacial phase. At Site 644, silicoflagellates, ebridians, and actiniscidians persisted from 2.8 until 2.57 Ma, when abundances suddenly decreased with the onset of a substantial Northern Hemisphere glaciation. After an interval of disappearance from about 2.5 to 2.1 Ma, siliceous flagellates reappeared at Site 644 during several phases of warm-temperate water incursions from the North Atlantic. At about 1.9 Ma ebridians disappeared at Site 644, and at 0.74 Ma silicoflagellates and actiniscidians also disappeared. Abundance drops and disappearances of silicoflagellate and ebridian species from the early Miocene to late Pliocene proceeded during cooling phases. The most prominent events were the abundance drops in *Corbisema* and *Foliactiniscus* species and the disappearance of all *Naviculopsis* species in the early Miocene, and the successive disappearances of many silicoflagellate and ebridian species during the late Miocene and Pliocene.

Seven new silicoflagellate taxa (*Cannopilus hemisphaericus* f. *heptagonus*, *Dictyochoa fibula* subsp. *tenuis*, *Distephanus paraspeculum* f. *paraspeculum* and f. *hexagonalis*, *D. quinarius*, *D. speculum* subsp. *constrictus*, *D. sulcatus* f. *maximus*), six new ebridian species (*Falsebria arborea*, *Haplohermesinum hovassei*, *Hermesinella primitiva*, *Pseudammodochium fenestratum*, *Spongebria curta*, *S. miocenica*), and two new actiniscidian species (*Actiniscus planatus*, *Foliactiniscus pulvinus*) are described from Sites 642 and 644.

BIOSTRATIGRAPHIE MIT BENTHISCHEN FORAMINIFEREN IM EUROPÄISCHEN NORDMEER

Stefan Nees

(1989), Kiel.

Mit 1 Tabelle und 2 Abbildungen.

Einleitung

Die benthischen Foraminiferen in und auf den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres dokumentieren als Bestandteil eines komplexen Wirkungsnetzes ozeanographische und klimatische Verhältnisse ihres Lebensraumes. Die Veränderlichkeit des Auftretens ihrer Gehäuse verspricht somit Aussagen über die Zustände im Verlauf dieses Zeitraumes (MACKENSEN 1985, BELANGER et al. 1980). Dazu wurde in zwei hochauflösenden Sedimentkernen (s. Tab. 1) die zeitliche Verteilung benthischer Foraminiferen qualitativ und quantitativ untersucht.

Tab. 1: Stationsdaten (nach GERLACH et al. 1986).

GPI – Nr.	Geograph. Breite	Geograph. Länge	Wassertiefe (m)	Gerät	Sedimentgewinn (m)
23059–2	70°18,3 N	03°07,3 W	2283	GKG	0.40
23059–3	70°18,3 N	03°07,4 W	2281	KAL	6.22
23062–1	68°43,7 N	00°10,1 E	2244	KAL	7.00
23062–3	68°43,0 N	00°10,8 E	2243	GKG	0.40

Material und Methodik

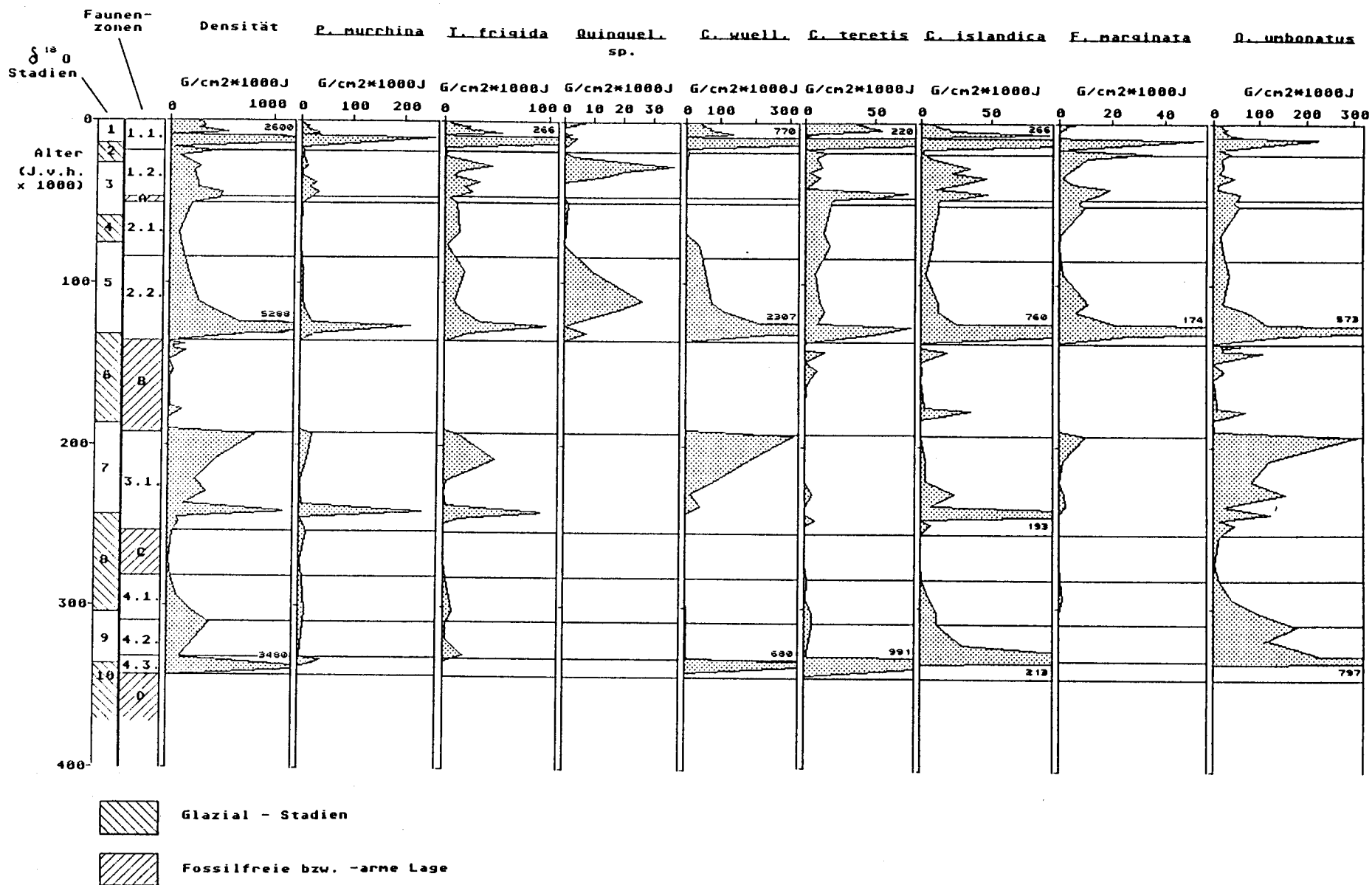
In den beiden Kernen wurden über die gesamte Kernlänge die benthischen Foraminiferen (> 63 µm) quantitativ und qualitativ ausgezählt. Um einen vergleichbaren und stratigraphisch interpretierbaren Grunddatensatz zu erlangen wurden die Gehäusezahlen in Flußraten (Gehäuse/cm²*1.000 Jahre) umgerechnet. In Form der Sedimentationsrate (cm/1.000 J.) konnte somit der Faktor Zeit eingebracht werden.

Ergebnisse

Nach Auswertung der Ergebnisse ergab sich folgende Liste der wichtigsten Arten: *Pyrgo murrhina*, *Triloculina frigida*, *Quinqueloculina* sp., *Cibicides wuellerstorfi*, *Cassidulina teretis*, *Cassidulina islandica*, *Fissurina marginata* und *Oridorsalis umbonatus*.

In beiden Kernen zeigt die vertikale Verteilung jeweils derselben Arten eine zeitliche Korrelation, die als biostratigraphisches "Werkzeug" in Anspruch genommen werden kann. Sie spiegelt sich grob im Verlauf der Gesamtdensität aller ausgezählten Foraminiferenarten wieder.

Der Korrelation entsprechend werden vier stratigraphische Zonen aufgestellt, die jeweils zwischen fossilfreie und fossilarme Horizonte eingelagert sind. Die vier Zonen werden in weitere Teilzonen unterteilt (s. Abb. 1).



Ein Vergleich der aufgestellten Biozonen mit der Sauerstoffisotopen – Stratigraphie zeigt, daß deutliche Reaktionen bei den benthischen Foraminiferenfaunen bei Veränderungen des Sauerstoffisotopenverhältnisses ($\delta^{18}\text{O}$) zu beobachten sind (s. Abb. 2).

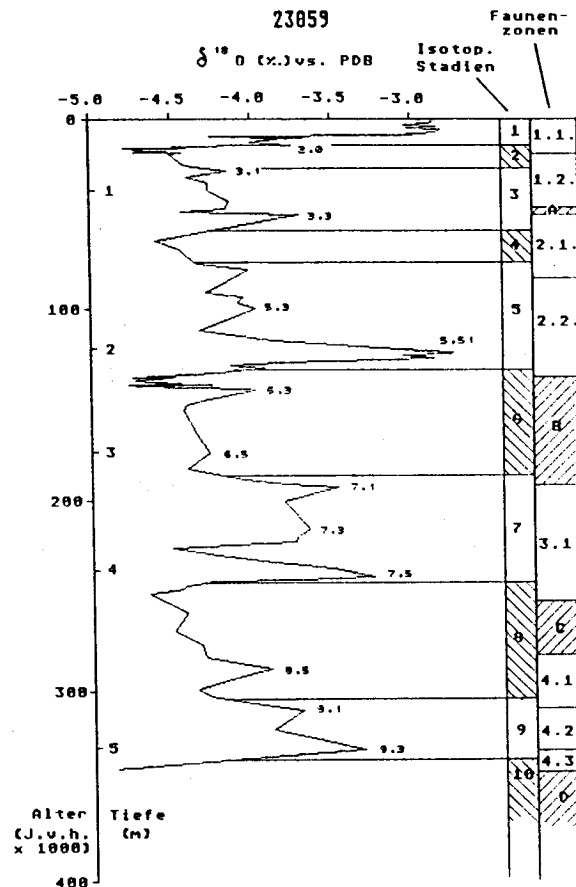


Abb. 2: Die Sauerstoffisotopenstratigraphie mit gekennzeichneten isotopischen Ereignissen und Stadien (nach VOGELSANG 1990) im Vergleich mit der aufgestellten Faunenzonierung für den Kern 23059.

Auffällig hohe Maxima (mit Werten bis zu 2.000 Geh./cm²*1.000 J.) erreichen die meisten Arten zeitgleich mit den Terminationen (I – IV). Darüber hinaus liegen in den "warmen" Isotopenstadien (1, 3, 5, 7 und 9) weitere Maxima (mit Werten zwischen 50 und 100 Geh./cm²*1.000 J.). Die fossilfreien, bzw. -armen Horizonte finden sich in beiden Kernen wieder und sind somit ebenfalls im Arbeitsgebiet stratigraphisch bedeutsam.

Neben der biostratigraphischen Zonierung können stratigraphische Leitformen beschrieben bzw. bestätigt werden: Der von HAAKE (1988) und HAAKE & PFLAUMANN (1989) als stratigraphisch leitend beschriebene *Pullenia bulloides* (ORBIGNY) Horizont im Sauerstoffisotopen – Stadium 5 wird in beiden Kernen bestätigt. Ein weiteres, kleineres Vorkommen dieser Art im $\delta^{18}\text{O}$ – Stadium 7 wird ebenfalls in Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer wiedergefunden (freundl. Mitt. HAAKE, STRUCK).

Siphotextularia rolshauseni PHLEGER & PARKER kann als Leitform für das $\delta^{18}\text{O}$ – Stadium 2 aufgestellt werden. In beiden Kernen tritt diese Art hier mit einem steilflankigen Maximum (18 – 22 Geh./cm²*1.000 J.) zeitgleich auf. Dieses wird von HAAKE (frndl. Mitt), STRUCK (in Vorb.) und BEYER (1988) bestätigt.

Biloculinella sp. zeigt im $\delta^{18}\text{O}$ – Stadium 5 ein stratigraphisch relevantes Auftreten mit zwei Maxima (bis zu 40 Geh./cm²*1.000 J.)

Stetsonia horvathi GREEN kann in beiden Kernen über die gesamte Kernlänge nachgewiesen werden. Als Vertreter der Kleinforaminiferen (< 125 µm) ist diese Art stratigraphisch und ökologisch noch nicht in größerem Umfang untersucht worden. SCHRÖDER et al. (1987) messen ihrem Auftreten allerdings eine wesentliche Bedeutung zu. Ihre Verteilung in den hier untersuchten Kernen folgt nahezu parallel dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ – Kurve, was sie möglicherweise als sensiblen ökologischen Indikator auszeichnet.

In den beiden lithologisch unterschiedlich ausgebildeten Sedimentkernen erlaubt die hier aufgestellte biostratigraphische Zonierung eine stratigraphische Korrelation. Insbesondere in dem lithologisch fast einheitlichen Kern 23059 können mit Hilfe benthischer Foraminiferen bestimmte Kernhorizonte isotopischen

Schlußbemerkungen

Insgesamt leistet die Biostratigraphie mit benthischen Foraminiferen einen ergänzenden und wertvollen Beitrag zur stratigraphischen Einordnung der Kernsedimente. Die Ergebnisse zeigen aber auch, weiterführende Untersuchungen am Auftreten der benthischen Foraminiferen im Zusammenhang mit paläoozeanographischen und paläoklimatischen Rekonstruktion des Europäischen Nordmeeres wertvolle Ergebnisse bringen können. Von besonderem Interesse könnten dabei die extremen Maxima im Bereich der Terminationen sein.

Literatur

- BELANGER, P. E. & STREETER, S. S. (1980): Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian – Greenland Sea. – *Mar. Micropal.*, **5**: 401 – 428; Amsterdam.
- BEYER, I. (1988): Senkvartaer Paleoseanografi i det Sentrale Islandhav. – 150 S., unveröff. Dipl. Arb. Univ. Bergen; Bergen.
- GERLACH, S. A., THIEDE, J., GRAF, G. & WERNER, F. (1986): Forschungsschiff Meteor, Reise 2 vom 19. Juni bis 16. Juli 1986, Forschungsschiff Poseidon, Reise 128 vom 7. Mai bis 8. Juni 1986, Berichte der Fahrtleiter. – *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, **4**, 140 S.; Kiel.
- HAAKE, F.-W. (1988): Stratigraphic and paleoceanographic significance of the *Pullenia bulloides* layer in Norwegian Sea sediments. – Poster session, Joint Oceanographic Assembly, 23. – 31. Aug. 1988; Acapulco.
- HAAKE, F.-W. & PFLAUMANN, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vöring Plate, Norwegian Sea. – *Boreas*, **18**: 343 – 356; Oslo.
- MACKENSEN, A. (1985): Verbreitung und Umwelt benthischer Foraminiferen in der Norwegischen See. – 97 S., unveröff. Diss. Univ. Kiel; Kiel.
- SCHRÖDER, C. J. (1987): Can smaller benthic foraminifera be ignored in paleoenvironmental analysis? – *For. Res.*, **17/2**: 101 – 105; Washington.
- STRUCK, U. (in Vorb.): Palökologie der benthischen Foraminiferengemeinschaft im Europäischen Nordmeer während der letzten 400.000 Jahre. – Diss. an der Univ. Kiel.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand von stabilen C- und O-Isotopen. – 62 S., Diss. Math.-Nat. Fakultät Univ. Kiel; Kiel.

Late Quaternary carbonate sedimentation and paleo-oceanography in the eastern Norwegian Sea

MOGENS RAMM

BOREAS



Ramm, Mogens 1989 09 01: Late Quaternary carbonate sedimentation and paleo-oceanography in the eastern Norwegian Sea. *Boreas*, Vol. 18, pp. 255–272. Oslo. ISSN 0300-9483.

Four gravity cores from the eastern Norwegian Sea are studied. Absolute accumulation rates are quantified and variations in carbonate sedimentation and their implications for the paleo-oceanographic history of the Norwegian Sea are described. In the eastern Norwegian Sea, interglacial, ice-free conditions were developed during oxygen-isotope stages 1 and 5e. Open water conditions were probably the norm during the summer season, also during glacial stages. Slightly elevated summer temperatures in periods during isotope stages 2 and 7 are demonstrated by increased contents of subpolar planktic foraminifera. The deep waters of the eastern Norwegian Sea have been well oxygenated during most of the last 250,000 years. Organic-rich sediments and intensive carbonate dissolution in some parts of isotope stages 4 and 6 indicate corrosive bottom waters. A permanent ice cover and low saline surface waters, as found in the Arctic Ocean today, may have been developed in these periods. Well-preserved foraminiferal assemblages from stage 2 show more oxygenated bottom waters and more effective bottom water renewal in this period than during stage 3.

Mogens Ramm, Department of Geology, University of Oslo, P.O. Box 1047 Blindern, N-0316 Oslo 3, Norway; 9th January, 1989 (revised 10th April, 1989).

52. VARIABILITY OF CENOZOIC NORWEGIAN-GREENLAND SEA PALEOCEANOGRAPHY AND NORTHERN HEMISPHERE PALEOCLIMATE

Synthesis of Paleoenvironmental Studies of ODP Leg 104, Vøring Plateau, Norwegian Continental Margin¹

Jörn Thiede,² Olav Eldholm,³ and Elliott Taylor^{4,5}

ABSTRACT

The three drill sites of ODP Leg 104 (642-644) in the Norwegian Sea provided data to reconstruct the depositional paleoenvironment for the past 55 m.y. The three drill sites penetrated Paleogene and younger rocks and deposits on the Vøring Plateau, but only upper Neogene and Quaternary sediments in the Vøring Basin. The Neogene and Quaternary parts of the sedimentary sections can be correlated stratigraphically in detail to define gradients that existed between surface- and bottom-water properties and the influx of sedimentary components to this segment of the Norwegian continental margin.

The Neogene and Quaternary deposits consist predominantly of fine- to medium-grained biogenic and terrigenous hemipelagic deposits that have been dated and correlated by a diversity of pelagic microfossil groups, by magnetic methods, and by other stratigraphic tools. The sites are lithologically subdivided into an older Neogene section composed of predominantly siliceous biogenic oozes (Sites 643 and 642), a transitional facies of upper Miocene and Pliocene sediments of alternating calcareous and siliceous ooze, and an upper Pliocene and Pleistocene sequence of glacial-interglacial mainly terrigenous deposits. The pelagic faunas and floras have many endemic characteristics from the Paleogene and lower Neogene, whereas those of the upper Neogene and Quaternary can be correlated with pelagic floras and faunas from the North Atlantic basins. Floras with Pacific affinities appear just above the Miocene/Pliocene boundary and are interpreted to date the early evolution of the East Greenland Current system.

Paleoclimatic evidence suggests that the subaerial central Vøring Plateau was covered by dense vegetation growing in a moist and damp climate generating lateritic soils on the volcanic floor during the early Paleogene. The central Vøring Plateau subsided since that time to its present intermediate depth, whereas the foot region of the Vøring Plateau has been located in intermediate and deep waters since its formation. During Eocene and Oligocene the warm climate persisted, though it was less moist than previously. Warm and damp conditions continued into the early Miocene but, during the latest early Miocene, the climate changed from warm to temperate. Clay assemblages indicate a progressive cooling to temperate conditions during the middle to late Miocene. From the latest Miocene through the Pliocene/Pleistocene the climate progressively entered its glacial mode; during the past 2.6 m.y. it was characterized by alternating glacial/interglacial climatic episodes.

Site 643, located near the western boundary of the Norwegian Current and Site 644 near its eastern boundary, provide a record of that current and influxes of shelf waters. After subsidence of the Vøring Plateau, a continuous, pelagic, fully marine, depositional environment existed for the Eocene through Quaternary at Site 643 and the lower Eocene and the Neogene through Quaternary at Site 642. The pelagic faunas and floras suggest that the surface water stayed relatively warm, at least temperate, until the middle Miocene when intensive cooling began; but the first indicators of cold waters and of an intermittent modest ice cover first appeared at about 5.5 Ma (based on ice-rafting). Since that time the surface waters have remained cool to temperate, being interrupted at times by incursions of more temperate waters. Major ice covers occurred at 2.6 Ma and approximately 1.2 Ma. The entire time span with glacial surface waters present was characterized by continuous flux of ice-rafted, coarse, terrigenous material to the Vøring Plateau with apparently no major, long-lasting interruption of ice-free conditions. The intensity of the ice rafting has fluctuated widely and it is obvious from their fluxes that the iceberg production was highest during the Brunhes epoch.

The bottom waters showed a distinct response to the evolution of the surface waters. A poorly oxygenated depositional environment that led to relatively high concentrations of organic carbon persisted throughout the entire early part of the Neogene and into the middle Pliocene. Since then glacial/interglacial climatic fluctuations can be documented by means of the distinctive horizons of interglacial sediment alternating with enrichments of ice-rafted material. At that time bottom waters fluctuated between an almost stagnant, quiet, short-lived mode and a mode of rapid deep-water renewal resulting in oxygenation and intensive bioturbation of the surface sediments.

Nr. 22

**Veränderlichkeit der Coccolithenphoridenflora des Europäischen Nordmeeres
im Jungquartär**

Karl-Heinz Baumann

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Olshausenstr. 40, D-2300 Kiel 1
z. Zt.: GEOMAR, Wischhoistr. 1-3, Geb. 4, D-2300 Kiel 14

Kurzfassung

Im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 313 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer" wurden an 4 Großkastengreifer- und 4 langen Sedimentkernen aus dem Untersuchungsgebiet, sowie einem Referenzkern aus dem Nordatlantik, Untersuchungen zur Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora im Jungquartär durchgeführt. Anhand rasterelektronenmikroskopischer Aufnahmen wurden Coccolithen quantitativ erfaßt und biometrische Untersuchungen an Coccolithen der Gattung *Gephyrocapsa*, sowie der Arten *Calcidiscus leptoporus* und *Coccolithus pelagicus* durchgeführt.

Aufgrund der vorhandenen hochauflösenden Sauerstoffisotopen-Stratigraphie (Vogelsang 1990), konnten zeitliche Veränderungen der Coccolithen-Gemeinschaften in den letzten 500 ka detailliert nachgewiesen werden. Die von Gard (1988) für Coccolithen aufgestellte Biozonierung konnte somit überarbeitet und wesentlich verbessert werden (Abb. 41).

Das Vorkommen von Coccolithen variiert stark in Abhängigkeit von klimatischen Verhältnissen. Sie sind hauptsächlich in interglazialen Sedimenten zu finden und stehen im Zusammenhang mit dem Einstrom von relativ warmen atlantischem Oberflächenwasser. Innerhalb der Interglaziale wird ein gleichartiges Einsetzen und Ausscheiden verschiedener, an unterschiedliche Temperaturbereiche angepaßter Arten festgestellt. Es handelt sich dabei um prinzipiell gleichartige Abfolgen, die analoge Klimaabläufe in allen Interglazialen belegen.

C. pelagicus, an relativ kalte Oberflächenwassermassen gebunden, dominiert in den Übergangsphasen und in den kälteren Interglazialen, während klimatische Optima durch artenreichere Gemeinschaften mit einem geringen Anteil subtropischer Formen (*Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera pulchra*) gekennzeichnet sind. Diese Arten dokumentieren den Einstrom von Oberflächenwasser aus dem Nordatlantik. Während jedoch *C. leptoporus* in allen Interglazialen beobachtet wird, erscheinen *H. carteri* und *S. pulchra* nur während Interglazialzeiten mit einem sehr starken, warmen Einstrom in das Europäische Nordmeer.

In den einzelnen Interglazialen werden die Gemeinschaften allerdings durch unterschiedliche Arten dominiert. In Sedimenten älter als 350 ka werden ausschließlich *Gephyrocapsa aperta*, *G. caribbeanica* und *G. margereli* unterschieden. Im Sauerstoffisotopen-Stadium 9 wird zwischen 340 ka - 310 ka zusätzlich *G. protohuxleyi* beobachtet. Aus *G. margereli* hat sich zwischen 270 ka und 225 ka sowohl *G. muelleriae*

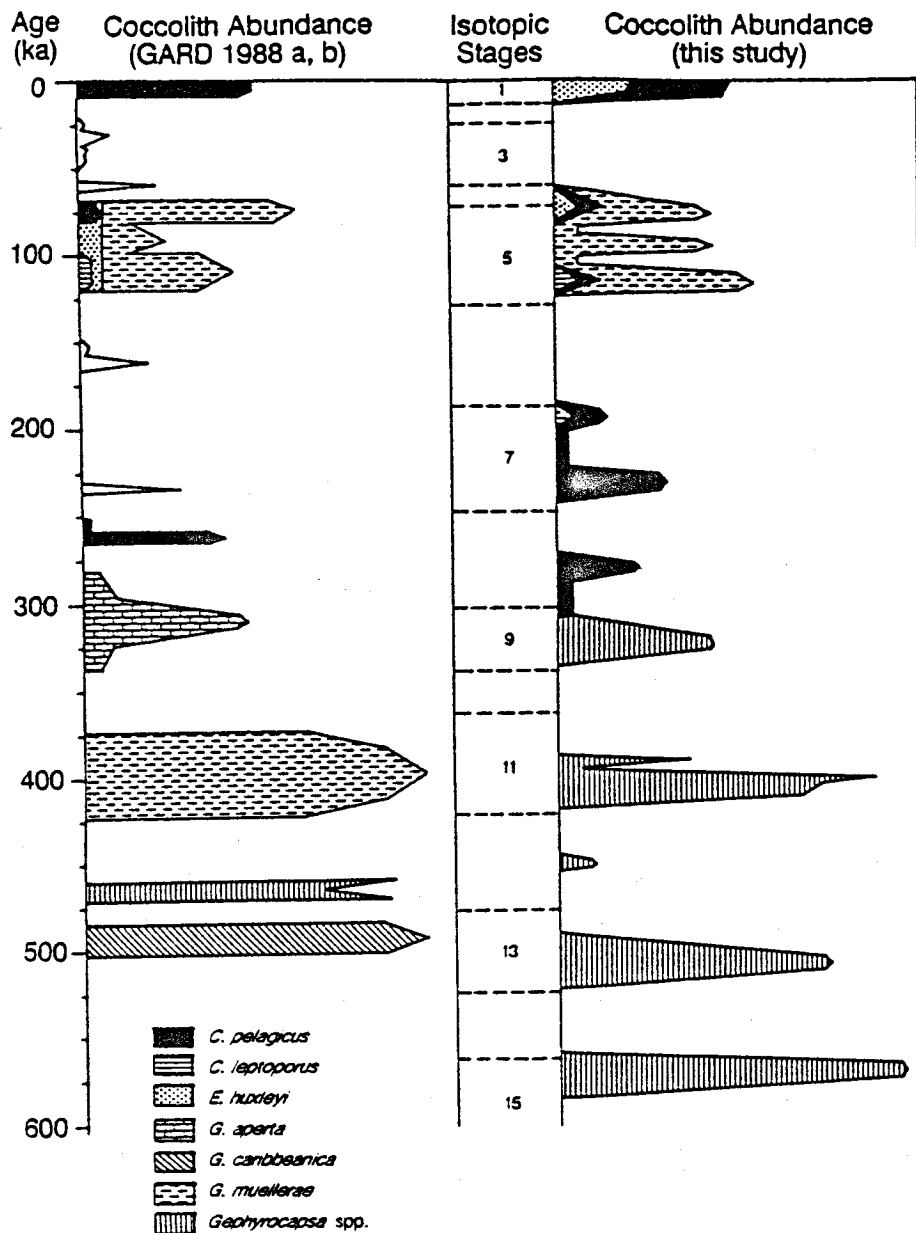


Abb. 41: Idealisierte Darstellung der Coccolithenhäufigkeiten und dominanten Arten nach GARD (1988b) und dieser Arbeit.

als auch *Emiliana huxleyi* entwickelt. In demselben Zeitraum werden *G. aperta* und *G. caribbeanica* als häufige Formen abgelöst und in jüngeren Sedimenten nur noch selten festgestellt. In der Abfolge der dominanten Arten zeigt sich nach 65 ka ein Wechsel von *G. muelleriae* zu *E. huxleyi*.

Die Ergebnisse belegen, daß die Ursache für Auftreten und Ausbildung der verschiedenen Coccolithen-Gemeinschaften in den letzten 500 ka sowohl in den ökologisch unterschiedlichen Bedingungen, als auch in ihrer Evolution, speziell innerhalb der Familie *Gephyrocapsaceae* zu finden ist. Das Zusammenwirken dieser Faktoren, die daraus resultierenden Bedingungen und die hierfür wichtigen Arten sind in einem Übersichtsschema dargestellt (Abb. 42).

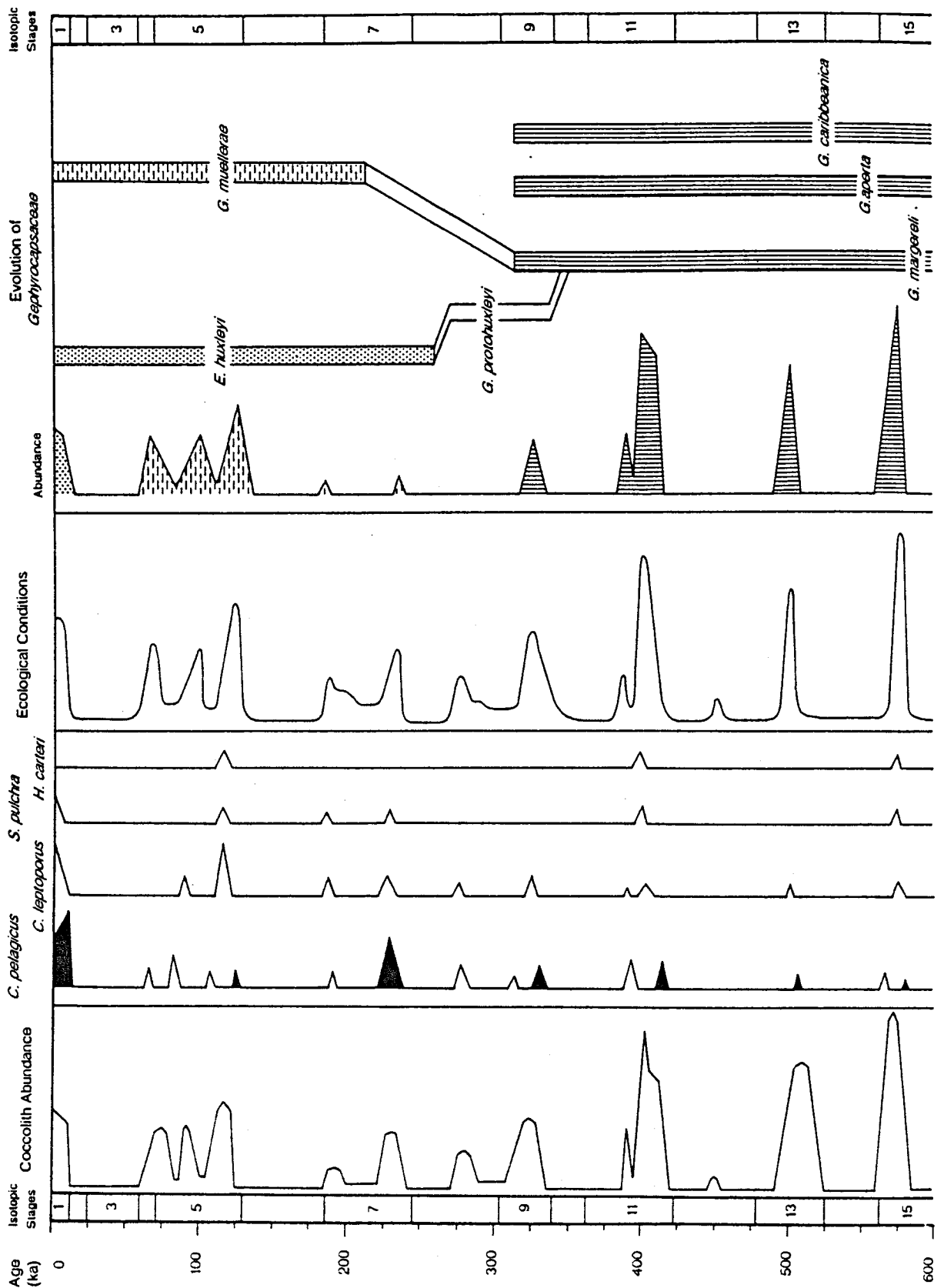


Abb. 42: Darstellung der ökologisch relevanten Arten, der daraus resultierenden ökologischen Bedingungen, sowie Häufigkeitsverteilung und Entwicklung innerhalb der Familie *Gephyrocapsaceae*; (*C. pelagicus* - schwarz = Vorkommen in Terminationen)

Dropstones im Europäischen Nordmeer -

Indikatoren für Meeresströmungen im Spätpleistozän

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

an der Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian Albrechts Universität Kiel

vorgelegt von

Jens Bischof

Kiel

1990

ZUSAMMENFASSUNG

Glazimarine Tiefseesedimente in der Norwegisch Grönländischen See enthalten unterschiedliche Proportionen von Dropstones (eistransportierte Gesteinsfragmente), die ein Abbild der pleistozänen Eisdrift darstellen. Die qualitative Dropstone Zusammensetzung gibt Aufschluß über ihre Herkunftsgebiete und ermöglicht in Verbindung mit dem Fundort eine Rekonstruktion der Transportrichtungen.

Im Rahmen dieser Studie wurden Dropstones der 0.5 - 2 mm Fraktion aus Großkastengreifern (GKG) von 51 Stationen in der Norwegisch Grönländischen See qualitativ und quantitativ bearbeitet. Aus jedem GKG wurden bis zu 13 Proben gewonnen. Das Material wurde petrographisch klassifiziert und der quantitative Anteil definierter Lithologie-Gruppen für jede Probe bestimmt. Daraus ergaben sich charakteristische regionale und temporäre Verteilungsmuster, die als Ausdruck veränderlicher Eisdriftrichtungen interpretiert werden konnten.

In der Norwegischen See bestehen Dropstones vorwiegend aus Quarz Feldspat, Granit und Gneis bei nur geringen Anteilen von Sedimentgesteinen, unter denen Silt- und Sandsteine überwiegen, während Karbonate seltener sind. Es wurden Gesteine gefunden, die eine einwandfreie Zuordnung zu definierten Herkunftsgebieten ermöglichen. Aus dem südöstlichen Randbereich stammen Kreide, Feuersteine und Rhombenporphyre, die in der Norwegischen See bis ca. 72°N und 3°W verbreitet sind. Aus Spitsbergen stammen Spikulite und charakteristische Biotit-Gneise, die bevorzugt in der westlichen Norwegischen See gefunden wurden.

Die Dropstones stammen fast ausschließlich aus östlichen Randgebieten der Norwegischen See. Der Einzugsbereich erstreckt sich von Nordwest-Spitsbergen über die gesamte Norwegische Westküste bis nach Nordwest-Schottland und zu den Fäeroe Inseln.

Zusammen mit anderen Merkmalen der Dropstone Zusammensetzung ergibt sich das Bild einer zyklonischen (gegen den Uhrzeigersinn drehenden) Drift in der Norwegischen See. Gesteine aus dem südschandinavisch-baltischen Raum wurden bevorzugt in die zentrale Norwegische See transportiert, während das nördliche Vøring-Plateau und die westliche Norwegische See ihr Material vorwiegend aus Nordnorwegen und Svalbard erhielten.

Zwischen 16.000 und 14.000 BP ändert sich dieses Bild grundlegend. Die vormals dominierenden Kristallingesteine werden durch hohe Anteile klastischer Sedimentgesteine ersetzt, die von Svalbard und dem Barents Schelf stammen und von Eisbergen des abschmelzenden Barents See Eisschildes in süd- und südwestliche Richtung transportiert wurden. Diese Strömung ist bis zum südwestlichen Vøring-Plateau nachweisbar.

Nach 14.000 BP wird die südwärts gerichtete Strömung zunehmend von 2 nach Norden vordringenden Wassermassen eingeschlossen. Der östliche Arm dieses Systems entwickelte sich zu einem Vorläufer des Norwegischen Küstenstromes und erreichte um ca. 9.700 BP Nordnorwegen. Durch die zentrale Norwegische See drang eine Art 'Proto Norwegenstrom' nach Norden vor. Zwischen beiden Strömungen blieb der südwärts gerichtete Ausstrom aus der Barents See bis ca. 9.000 BP erhalten und wurde danach von den nordwärts gerichteten Strömungen in den Bereich der Barents See zurückgedrängt. Seine verkümmerten Reste existieren dort als Ost-Spitsbergen- und Bäreninsel Strom.

Im Holozän ist der einst bedeutende Ausstrom aus der Barents See zeitweise wieder reaktiviert worden.

DROPSTONES IN THE NORWEGIAN-GREENLAND SEA - INDICATIONS OF LATE QUATERNARY CIRCULATION PATTERNS ?

J. BISCHOF
Sonderforschungsbereich 313
Universität Kiel
Olshausenstraße 40
D-2300 Kiel, F.R. Germany

ABSTRACT. In late Weichselian times, the Norwegian-Greenland Sea was influenced by a surface current system completely different from today. This study will present a paleoceanographic interpretation of the investigation of dropstones in Quaternary pelagic sediments. The upper 45 cm of sediments from 29 box cores and 3 dredge samples have been split into at least 4 slices. The fraction 500 - 2000 μm was analyzed qualitatively and quantitatively to determine the composition of dropstone assemblages. By comparison with the according bedrock exposures it can be deduced that surface waters moved in the opposite direction than today in the Norwegian Sea during the late Weichselian, whereas the southerly East Greenland Current remained rather unchanged. In the Norwegian Sea, a distinct change in the dropstone composition indicates that a southerly current, probably out of the Barents Sea area was dominating at 14.0 - 10.0 ka. Prior to that time, a cyclonic gyre existed in that region.

Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic

edited by

Ulrich Bleil

Fachbereich Geowissenschaften,
Universität Bremen,
Bremen, F.R.G.

and

Jörn Thiede

GEOMAR, Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften,
Universität Kiel,
Kiel, F.R.G.



Kluwer Academic Publishers

Dordrecht / Boston / London

Published in cooperation with NATO Scientific Affairs Division

Table of Contents

PROLOGUE

xi

U. Bleil, and J. Thiede

The Geological History of Cenozoic Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic -
An Introduction

1

PHYSIOGRAPHY AND PLATE TECTONICS OF THE POLAR DEEP - SEA BASINS AND THEIR CONTINENTAL MARGINS

G. L. Johnson

Morphology and Plate Tectonics: The Modern Polar Oceans

11

L. A. Lawver, R. D. Müller, S. P. Srivastava, and W. Roest

The Opening of the Arctic Ocean

29

Y. Kristoffersen

On the Tectonic Evolution and Paleoceanographic Significance of the Fram
Strait Gateway

63

E. Sundvor, and A. Austegard

The Evolution of the Svalbard Margins: Synthesis and New Results

77

T. O. Vorren, G. Richardsen, S.-M. Knutsen, and E. Henriksen

The Western Barents Sea During the Cenozoic

95

K. Hinz, M. Hemmerich, U. Salge, and O. Eiken

Structures in Rift-Basin Sediments on the Conjugate Margins of Western
Tasmania, South Tasman Rise, and Ross Sea, Antarctica

119

H. Miller, J. P. Henriot, N. Kaul, and A. Moons

A Fine-Scale Seismic Stratigraphy of the Eastern Margin of the Weddell Sea

131

J. P. Henriot, and H. Miller

Some Speculations Regarding the Nature of the Explora-Andenes Escarpment,
Weddell Sea

163

POLAR ICE - COVERS AS GEOLOGICAL AGENTS

<i>M. Spindler</i> A Comparison of Arctic and Antarctic Sea Ice and the Effects of Different Properties on Sea Ice Biota	173
<i>S. Pfirman, M. A. Lange, I. Wollenburg, and P. Schlosser</i> Sea Ice Characteristics and the Role of Sediment Inclusions in Deep-Sea Deposition: Arctic - Antarctic Comparisons	187
<i>R. Henrich</i> Cycles, Rhythms, and Events in Quaternary Arctic and Antarctic Glaciomarine Deposits	213
<i>B. G. Andersen</i> Cenozoic Glacier Fluctuations in Polar Regions - Terrestrial Records From Antarctica and the North Atlantic Sector of the Arctic	245
<i>N. Reeh</i> Past Changes in Precipitation Rate and Ice Thickness as Derived From Age - Depth Profiles in Ice-Sheets; Application to Greenland and Canadian Arctic Ice Core Records	255
<i>D. L. Clark</i> Stability of the Arctic Ocean Ice-Cover and Pleistocene Warming Events: Outlining the Problem	273
<i>A. Elverhøi, M. Nyland-Berg, L. Russwurm, and A. Solheim</i> Late Weichselian Ice Recession in the Central Barents Sea	289

MODERN DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF POLAR OCEANS

<i>N. V. Belyaeva, and T. A. Khusid</i> Distribution Patterns of Calcareous Foraminifers in Arctic Ocean Sediments	311
<i>H. Berner, and G. Wefer</i> Physiographic and Biologic Factors Controlling Surface Sediment Distribution in the Fram Strait	317
<i>H. Schrader, and N. Koc Karpuz</i> Norwegian - Iceland Seas: Transfer Functions Between Marine Planktic Diatoms and Surface Water Temperature	337

<i>G. Wefer, G. Fischer, D. K. Fütterer, R. Gersonde, S. Honjo, and D. Ostermann</i> Particle Sedimentation and Productivity in Antarctic Waters of the Atlantic Sector	363
--	-----

<i>D. K. Fütterer, and M. Melles</i> Sediment Patterns in the Southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression	381
---	-----

QUATERNARY HISTORY AND PALEOCEANOGRAPHY OF POLAR OCEANS

<i>E. Bard, L. D. Labeyrie, J.-J. Pichon, M. Labracherie, M. Arnold, J. Duprat, J. Moyes, and J.-C. Duplessy</i> The Last Deglaciation in the Southern and Northern Hemispheres: A Comparison Based on Oxygen Isotope, Sea Surface Temperature Estimates, and Accelerator ^{14}C Dating From Deep-Sea Sediments	405
<i>G. Gard, and J. Backman</i> Synthesis of Arctic and Sub-Arctic Cocolith Biochronology and History of North Atlantic Drift Water Influx During the Last 500,000 Years	417
<i>M. Baumann</i> Coccoliths in Sediments of the Eastern Arctic Basin	437
<i>N. V. Belyaeva, and T. A. Khusid</i> Foraminiferal Assemblages in Sediments From Mendeleev Ridge, Arctic Ocean	447
<i>J. Mienert, L. A. Mayer, G. A. Jones, and J. W. King</i> Physical and Acoustic Properties of Arctic Ocean Deep-Sea Sediments: Paleoclimatic Implications	455
<i>A. Elsenhauer, A. Mangini, R. Botz, P. Walter, J. Beer, G. Bonani, M. Suter, H. J. Hofmann, and W. Wülfli</i> High Resolution ^{10}Be and ^{230}Th Stratigraphy of Late Quaternary Sediments From the Fram Strait (Core 23235)	475
<i>S. E. I. Köhler, and R. F. Spielhagen</i> The Enigma of Oxygen Isotope Stage 5 in the Central Fram Strait	489
<i>J. Bischof</i> Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of Late Quaternary Circulation Patterns ?	499

<i>C. D. Charles, and R. G. Fairbanks</i> Glacial to Interglacial Changes in the Isotopic Gradients of Southern Ocean Surface Water	519
<i>H. Grobe, A. Mackensen, H.-W. Hubberten, V. Spiess, and D. K. Fütterer</i> Stable Isotope Record and Late Quaternary Sedimentation Rates at the Antarctic Continental Margin	539

PRE-QUATERNARY RECORDS OF POLAR OCEAN HISTORY

<i>J. G. Baldauf, and J. A. Barron</i> Evolution of Biosiliceous Sedimentation Patterns - Eocene through Quaternary: Paleoceanographic Response to Polar Cooling	575
<i>P. J. Mudie, A. de Vernal, and M. J. Head</i> Neogene to Recent Palynostratigraphy of Circum-Arctic Basins: Results of ODP Leg 104, Norwegian Sea, Leg 105, Baffin Bay, and DSDP Site 611, Irminger Sea	609
<i>G. Bohrmann, R. Henrich, and J. Thiede</i> Miocene to Quaternary Paleoceanography in the Northern North Atlantic: Variability in Carbonate and Biogenic Opal Accumulation	647
<i>E. Jansen, J. Sjöholm, U. Bleil, and J. A. Erichsen</i> Neogene and Pleistocene Glaciations in the Northern Hemisphere and Late Miocene - Pliocene Global Ice Volume Fluctuations: Evidence From the Norwegian Sea	677
<i>D. A. Hodell, and P. F. Ciesielski</i> Southern Ocean Response to the Intensification of Northern Hemisphere Glaciation at 2.4 Ma	707
<i>A. Abelmann, R. Gersonde, and V. Spiess</i> Pliocene - Pleistocene Paleoceanography in the Weddell Sea - Siliceous Microfossil Evidence	729
<i>F. Westall, and J. Fenner</i> Polar Front Fluctuations and the Upper Gauss to Brunhes Paleoceanographic Record in the Southeast Atlantic Ocean	761
Authors Index	783
Subject Index	805

MIOCENE TO QUATERNARY PALEOCEANOGRAPHY IN THE NORTHERN NORTH ATLANTIC: VARIABILITY IN CARBONATE AND BIOGENIC OPAL ACCUMULATION

G. BOHRMANN¹, R. HENRICH² and J. THIEDE²

¹*Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße
D-2850 Bremerhaven, F. R. Germany*

²*GEOMAR, Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften
Wischhofstraße 1-3
D-2300 Kiel 14, F. R. Germany*

ABSTRACT. Based on accumulation rates of the bulk sediment and some pelagic components (carbonate, total organic carbon, and biogenic opal fractions) major changes in the paleoceanography of the northern North Atlantic from Miocene to Recent are discussed. Interactions of various processes could have created a stepwise evolution of cold climates in the northern hemisphere. Prominent events were the onset of deep water export across the Greenland-Scotland Ridge with the first significant overflow across the Iceland-Scotland segment occurring most probably between 13 - 11 Ma and at about 7 Ma across the Denmark Strait. Oscillations of sea-level around the critical sill depth in the early phases of the subsidence may have influenced the oceanic circulation in the North Atlantic as well as in the Norwegian-Greenland Sea. Furthermore the potential of the Norwegian-Greenland Sea to form and export dense deep water, increased the meridional flow in the northern hemisphere. During 10.2 - 9.3, 8.7 - 8.2, 5.8 - 5.4 and 4.8 - 3.2 Ma representing times of increased water mass exchange to the central North Atlantic, carbonate deposition occurred. On the other hand, higher opal accumulation rates and decreased water mass exchange (9.3 - 8.7 and 5.4 - 4.8 Ma) may be correlated with sea-level oscillations around the critical sill depth of the Greenland-Scotland Ridge. The build-up of northern hemisphere cooling can probably traced back to late Miocene times with modest ice-rafted debris input. A significant stepwise increase of northern hemisphere cooling occurred around 4 Ma and finally resulted in the first large extension of sea ice and ice-rafting in the entire North Atlantic at ca. 2.6 Ma.

SEDIMENTS AND LANDFORMS OF PAST GLACIAL ENVIRONMENTS:

GLACIO-MARINE ENVIRONMENTS

"ANCIENT GLACIOMARINE SEDIMENTS"

by

Anders Elverhøi* and Rüdiger Henrich#

*** Department of geology, University of
Oslo, Box 1047, 0316 Oslo 3, Norway**

**# GEOMAR, Wischofstr. 1-3, D-2300 Kiel
W-Germany**

June 1990

Das folgende Manuskript bespricht fossile und subfossile glaziomarine Milieus anhand von ausgewählten Beispielen. Wir haben mit den präkambrischen und den känozoischen Fallbeispielen bewußt extreme Kontraste in den glaziologischen Rahmenbedingungen ausgewählt, um übergreifende, grundsätzliche Phänomene herausarbeiten zu können, und den Leser mit kontroversen Interpretationen vertraut zu machen. Der Übersichtsartikel wird in einem von Prof. Menzies editierten Lehrbuch über Glazialgeologie bei Pergamon Press erscheinen. Die Hauptintension der beteiligten Autoren des Lehrbuches ist es, eine Brücke zwischen Landgeologie und Mariner Geologie einerseits, und Rezentstudien und Arbeiten im Fossilen anderseits zu schlagen. Bei der vorliegenden Version handelt es sich um einen ersten, vorläufigen Entwurf, der nach ausführlicher Diskussion mit Kollegen modifiziert und vervollständigt werden soll. Der Abdruck als Preprint im SFB- Berichtsbandes erscheint mir aufgrund des Reviews der glaziomarinen Milieus des Europäischen Nordmeeres und seiner angrenzenden Schelfgebiete interessant.

gez. R. Henrich

INTRODUCTION

The origin and genesis of ancient glaciomarine sediments are still a subject of controversies. Until recently, our knowledge of modern glaciomarine sediments were limited compared to what was known about terrestrial deposits. Consequently, terrestrial sediments were overemphasized in ancient sediments, however as information on modern environments have progressed, reinterpretation of ancient sequences have demonstrated a wide occurrence of glaciomarine sediments (Anderson, 1983). Glaciomarine sediments seem now to be well documented as an important constituent in all the major glacial episodes in Early Proterozoic, Late Proterozoic (Late Precambrian), Palaeozoic, and Cenozoic (Hambrey & Harland, 1981).

A basic problem in interpreting glaciomarine sediments has been, and is still, the lack of reliable criteria to differentiate between glaciomarine and terrestrial glacial sediments. During the last two decades our understanding of the glaciomarine environment has progressed significantly, in particular on the ice proximal regime where detailed studies have been conducted (Powell, 1984). For the open marine conditions, and especially glaciomarine sedimentation in the deep ocean, our knowledge is still limited. However, during the last two decades new marine sampling techniques have provided us with a set of undisturbed deep sea sediment cores. Hence, conventional methods of glaciomarine facies analysis have been combined with micropalaeontological and geochemical data to interpret paleoceanographic, ecologic and glaciomarine processes using high resolution stratigraphy provided by oxygen isotope stratigraphy and AMS ^{14}C datings.

It is now possible to identify the basic elements of a interglacial - glacial cycle within shelf-, slope - and deep sea sediments (Henrich, 1990). In this chapter the

glaciomarine sedimentary environment will be illustrated by data from Norwegian-Greenland Sea/northern Norwegian slope and shelf (Fig. 1). Additionally, two well-known Early and Late Precambrian sections will be presented and used to illustrate classical conflicts in interpreting ancient glaciomarine sediments. Finally, the new findings from the passive North Atlantic margin will be discussed and related to the pre-Cenozoic sequences.

INTERPRETATIONAL PROBLEMS AND CONFLICTS

A classical controversy in the interpretation of ancient glacial sediments is the association of diamictites and carbonates. The association of carbonates and diamictites is common in particular in Late Precambrian sediments (e.g. Spencer, 1971), where it seems to be the rule rather than the exception (Anderson, 1983). The carbonates are found as interbedded layers as well as forming the base or the top of a glacial sequence. The facies association of carbonate-diamictite is taken as an argument against a glacial origin of the diamictites (e.g. Schermerhorn, 1974), because carbonates are traditionally suggested to reflect a warm climate. Recent studies have however shown that carbonate may well accumulate in cold climate (Bjørlykke et al., 1978; Domack, 1987). The frequent and also extensive carbonate accumulation on Arctic shelves, formed in response to the Holocene transgression, cap the underlying Weichselian/Wisconsin glacial sediments even up to 80° N. In very high latitude regions, 75 - 80° N, glaciomarine sediments are also deposited at present, and the carbonates have therefore to be regraded as an integrated part of the glaciomarine sediments (Elverhøi et al., 1989). In Antarctica, carbonate and in particular siliceous ooze, form main constituents of the shelf sediments in a number of

locations (Domack, 1987; Dunbar et al., 1989). Similar to the high Arctic, the biogenic sediments in the Antarctic form an integrated part of the present-day glaciomarine sediment. Therefore there is no environmental conflict between carbonate accumulation and clastic glaciomarine sedimentation, and the Holocene high latitude shelves provide suitable conditions for carbonate accumulation: low clastic sediment supply (=sediment starved shelves) and high nutrient input (=upwelling). Ancient carbonate accumulations developed differently from the Holocene deposits. The Late Precambrian carbonate accumulations have often been regarded as formed by stromatolite. Additionally, a completely different chemical composition of sea waters in the Precambrian oceans, e.g. the early "soda ocean" (Kempe & Degens, 1985; Kempe et al., in press), would enable direct carbonate precipitation from sea water over a wide temperature range. Some of the Late Precambrian carbonates have also been shown to be of a clastic origin, e.g. reworked from underlying/adjacent areas (Fairchild, 1985). In Permian sequences the carbonate-diamicton association is also common, and a pure biogenic origin formed under cold water conditions has been proposed for these deposits (Rao, 1982; Domack, 1987). Even though our understanding of the formation of the carbonates in ancient sequences is still limited, the frequent carbonate-diamictite facies association of Holocene sediments clearly demonstrates that there is no environmental conflict between glaciogenic diamictite and carbonate accumulation.

GLACIOMARINE SEDIMENTS: CLASSIFICATION AND IDENTIFICATION

Traditionally, deep sea sediments have not been included in the glaciomarine environment (for further discussions of classification of glaciomarine environments, see chapter....).

However, progress in marine geologic research has demonstrated that the deep sea sediments represent the main source for information on the long term glacial record. In high latitude areas deep sea sediments have been deposited under varying glacial influence (e.g.: ice-shelf regime, grounded ice margin), and for further progress on the Cenozoic glacial record it becomes crucial to understand the origin of these sediments and how they reflect the glacial regime on their adjacent margins.

When analyzing deep sea glaciomarine sediments one has to realize that many glaciomarine processes have daily and/or seasonal fluctuations, and progradation or regression of glacial environments may occur within years to tens of years. In contrast, shifts in pelagic sedimentation might take place on much longer time scale. In addition, pelagic sedimentation is a more continuous process with seasonal variations, while glaciomarine sedimentation generally records fluctuating conditions with episodic peak supplies. As a consequence, flux calculations using a linear sedimentation rate for a mixed pelagic/glaciomarine lithology always tend to overestimate the pelagic fluxes and to underestimate the glaciomarine fluxes (Henrich et al., 1989). Another problem is that stratigraphic data points may be displaced by bioturbation, especially in sedimentary sections that consist of alternations of glaciomarine-dominated and pelagic-dominated lithologies (Henrich et al., 1989).

The dating problem is also highly relevant when we use the deep sea record for deciphering the glacial history. Varying lithologies and facies have to be well dated in order to properly identify glacial events. Within the Cenozoic, a set of intercalibrated chronostratigraphic methods are available in addition to the combination of bio- and magnetostratigraphy. Oxygen isotope stratigraphy (Imbrie et al., 1984, Martinson et al., 1987) permits a stratigraphic

resolution of less than 3 to 5 ky for the past 800 ky. The time scale of oxygen isotope stratigraphy has recently been extended to the past 3.4 My (Sarnthein et al., 1989). ^{14}C datings show an even better resolution in the order of hundreds of years for the past 20 to 40 ky. Dating of the predominantly terrigenous glaciomarine sediments has always been a problem due to a general very low content of pelagic carbonates. New approaches measuring the decay of thorium (*Eisenhauer et al. 1990*) and amino acid-stratigraphy (Sejrup et al., have recently been developed and show promising first results. Summing up, the existing stratigraphic methods enable us to correlate individual glaciomarine units that have been deposited during several hundreds of years in sections that cover the past 20 to 40 ky, while units spanning thousands of years can be correlated in sections that cover the past 800 ky.

In the literature on ancient glaciomarine sediments the following parameters have frequently been applied (Hambrey and Harland, 1981; Anderson, 1983): dropstone, grain size distribution, particle shape, surface texture, clast fabric, mineralogy/geochemistry, stratification/lamination, thickness and lateral extent, stratigraphic and facies relationships, fossil content, geomorphic features (ice ploughing). When analyzing the composition and distribution of deep sea glaciomarine sediments, which are strongly related to the ocean circulation, parameters reflecting changes in the water masses have therefore to be included. Essential parameters are carbonate production and dissolution, organic carbon and silica, the oxygen/carbon isotope signal and sedimentation rate or flux.

In the following we will comment on a selected number of sedimentary parameters mentioned above.

Dropstone

Pebbles disrupting basal laminations, while being draped by undisturbed laminae at the pebble top, are classical indicators of a glaciomarine environment, reflecting ice rafting of coarser materials in combination with fall out from suspension (e.g. Flint, 1971). In the study of deep sea glaciomarine sediments the content of coarser (ice rafted debris, IRD) is an important and standard parameter. Variations in IRD concentration are commonly related to changes in the glacial regime of the adjacent shelves. Well dated cores from the last glacial period document that the IRD peaks at the early phase of deglaciation are associated with extensive iceberg influx (Fig. 2). Compared to the oxygen isotope record which reflects global ice volume, the IRD parameter mirrors more local glacial events. However, as shown (chapter..., page...) icebergs delivered from an ice shelf have a very low content of debris concentrated in a thin basal layer, while icebergs from outlet glaciers seem to be the dominant source of debris-rich icebergs. Thus, a shift from high to low IRD content may reflect a change from outlet glaciers to an ice shelf regime as well as a change from calving outlet glaciers to dominance by ice margins entirely on land.

A basic problem in dealing with rafted materials is whether the clasts are rafted by sea ice or icebergs. Ice rafted material are often classified as particles larger than 63 μm in the open ocean. Icebergs are traditionally regarded as the major rafting agent. However, in recent years studies have documented incorporation of coarse silt and sand-sized material in sea ice (Barnes et al., 1982; Barrett et al., 1986; Pfirman et al., 1989). The problem is the lack of reliable criteria for differentiation between the two modes of rafting. In particular, it is complicated to differentiate between iceberg versus sea ice rafted sand sized material, and in

conclusion, dropstones have to be interpreted with caution. See also chapter.... page.. for a closer discussion of iceberg rafting versus sea ice rafting.

Grain size distribution and sedimentation rate

Glaciomarine sediments may range from a coarse-grained diamictite to a fine grained deep sea mud with only a small percentage of sand. The grain size of a glacial diamictite is similar to what is frequently found for gravity flow deposits. As illustrated by Anderson et al. (1980, 1982), basal till, debris flow and glaciomarine sediments from the continental shelf in Antarctica, were found to be indistinguishable on the basis of grain size. In the deep ocean, e.g. Arctic Basin and Norwegian-Greenland Sea, the grain size distribution varies in a cyclic pattern, apparently corresponding to interglacial-glacial changes (Morris et al., 1986; Henrich, 1989). The most coarse grained units seems to correspond to the periods of deglaciation and the periods of maximum extension of the ice sheets on the continental shelves. Fine-grained mud is characteristic for interglacial periods. (For further explanation, see page..., this chapter).

The sedimentation rate also change in response to interglacial-glacial changes. In deep sea sediments outside former glaciated margins (e.g. Svalbard/Barents Sea, Scandinavia) the interglacial sedimentation rates are in the range of 1-2 cm/Ky, while during glacials the rate increase to several tens of cm/Ky (Jones & Keigwin 1988, Henrich et al., 1989). On the open shelf regions ("distal") typical interglacial rates are in the range of 1-5 cm/Ky (Elverhøi, 1984; some more references), while during glacials the rates become more variable, and sedimentation rates of > 10 cm/Ky have been reported (Vorren et al., 1984). During glacials the maximum sediment input peaks towards the periode of deglaciation when sediment discharge and flux of icebergs are

at a maximum. During interglacials sea ice may represent an important sediment source, as seen in the northern Barents Sea, which is covered by sea ice 8-10 months a year. The sedimentation rate is in the range of 3-5 cm/1000 year (40-65 t/km²), and sea ice rafted sediments (fine-grained; mud) have been calculated to account for 1/3 of the annual flux (Elverhøi et al., 1989). The rest comes from land and from sedimentation by currents, while iceberg rafting is of minor volumetric importance.

As a general conclusion, the sedimentation rates reach their maximum during glacials, and due to iceberg rafting diamictos may form in deep sea environments. Alternatively, during interglacials, the sedimentation rates are reduced, and in Arctic regions, rafting of fine-grained materials from sea ice may become an important sediment source in shelf areas as well in deep sea environments.

OXYGEN AND CARBON ISOTOPES IN GLACIOMARINE SETTINGS

The oxygen isotope values measured on pelagic and benthic calcareous tests record a mixed signal of 1) the overall characteristics of the water masses, e.g. temperature and salinity and 2) of the global ice volume. An increase in ¹⁸O record either a decrease in temperature or an increase in global ice volume or a combination of both. However, if we combine the "global ice volume signal" of ¹⁸O with the IRD content in a deep sea core, the more local ice record can be deduced (Wolf & Thiede, submitted). As seen from Fig. 2 increased content of IRD correspond with intervals of high ¹⁸O isotope content, i.e. glacials.

In the polar regions bottom water temperatures and salinity should undergo only small scale variations during glacials and interglacials in the deep Nordic Seas (T= 1-2 C

and $S =$ less than 1%). Therefore, one can estimate the global ice volume effect in the benthic foraminifer ^{18}O signals by a simple subtraction of the ^{18}O interglacial value from the total ^{18}O value. As a consequence, subtraction of the global ice volume ^{18}O from the total values measured in planktonic foraminifer tests will indicate the surface water salinity/-temperature ^{18}O signal. If an assumption on the salinity of the surface water can be made its temperature can be reconstructed (Duplessy et al., 1978). On the other hand, if a regional comparison allows differentiation of areas with pronounced salinity changes and areas with constant salinity it might be possible to calculate the respective local temperature and salinity profiles and to identify meltwater peaks in the oxygen isotope record (Hald & Vorren, 1987; Jones & Keigwin, 1988). Nevertheless, it should be clearly pointed out that a differentiation between salinity and temperature effects in most cases can only be approached by an interactive process and thus should be interpreted with caution.

The ^{13}C signal of benthic and planktonic organisms is a result of much more complex processes. A high ^{13}C signal in planktonic organisms records a rapid exchange of CO_2 of surface waters with the atmosphere, while low ^{13}C values may indicate a more stratified water column, e.g. for example caused by high meltwater introduction. In addition, a high productivity of marine organic matter preferentially extracts ^{12}C from sea water, which results in even more positive ^{13}C of calcite that is precipitated in equilibrium with the ^{12}C depleted water. Production of young deep water in the nordic seas is documented by positive ^{13}C values of benthic foraminifers. "Aging" of deep waters is recorded by negative ^{13}C values of benthic foraminifers, as a result of incorporation of ^{12}C depleted CO_2 , which is derived from oxidation of organic matter at the sea floor.

Summing up, oxygen and carbon isotopes of planktonic and benthic tests provide a useful tool for the recognition of weather mass characteristics. In glaciomarine environments interpretations should always consider the problems concerned with the differentiation of salinity and temperature effects in the oxygen isotope planktonic signal.

CARBONATE PRODUCTION IN GLACIOMARINE ENVIRONMENTAL SETTINGS

It is well known that the carbonate content varies in a cyclic pattern, corresponding to interglacial-glacial changes in the deep sea sediments. In low and mid latitude regions the carbonate cycle seems to be caused by dissolution: during interglacials the CCD-depth (carbonate compensation depth) was raised while it was located at a lower water depth during glacials (e.g. Berger, 1973). However, in high latitude areas the conditions are much more complex, and the observed content of CaCO_3 is a function of variation in biogenic production relative to influx of non-biogenic carbonate and dissolution (Ramm, 1989). The general trend is high influx of biogenous carbonates during interglacials with minimum values corresponding to glacials. In particular, the introduction of meltwater plumes into the pelagic system has the effect of strongly reducing the biogenic production in surface waters.

In principle, the contrast between glacial and interglacial carbonate production in high latitude open sea environments can be illustrated by the modern carbonate production in the Norwegian-Greenland Sea (Fig. 3). Atlantic water with no ice cover characterizes the eastern parts (Norwegian Current), while to the north and west, cold Arctic waters and permanent or semipermanent sea ice characterizes the environment, i.e. glacial conditions (Fig. 1). Recent data from sediment traps positioned over the Agir Ridge, within the

Lofoten Basin and off Bear Island (Honjo et al., 1987; Samtleben & Bickert, 1990) also display a decrease in pelagic carbonate production within the Norwegian Current along its path towards north. This gradient records the loss of warmth in the Norwegian Current. Further to the north and to the west; Fram Strait and Greenland basin ("glacial conditions"), the carbonate flux is reduced to only half to one third of the total fluxes determined within the Norwegian Current.

The main biogenous carbonate content of surface sediments under open ocean cold water conditions is formed by monospecific assemblage of left coiling Neogloboquadrina pachyderma. High reproduction rates of this species have also been reported from Arctic and Antarctic sea ice environments (Spindler, 1990). Sediment trap measurements have also shown coccoliths as an important source. Areas with almost permanent sea ice cover are barren of coccoliths, while areas with some open water has a regular summer coccolith bloom dominated by *Coccolithus pelagicus*. However, most of the coccolith carbonate must have been rapidly dissolved at the sediment surface. Introduction of meltwater plumes into the pelagic system has the effect of strongly reducing both foraminifer and coccolith abundance in surface waters.

In conclusion, carbonate flux calculations, compositional analysis, and species abundances provide useful tools for the recognition of water mass characteristics in glaciomarine environments, and permit reconstruction of carbonate production during glacial and interglacial climatic shifts (Gard & ^{Backman 1990} Henrich et al., 1989a, Ramm, 1989). For discussion of the carbonate production and sedimentation on the shelf see under: Interpretational problems and conflicts.

BIOGENIC OPAL PRODUCTION AND PRESERVATION IN GLACIOMARINE ENVIRONMENTAL SETTINGS

Maps of the modern distribution of biogenic opal in surface sediments (Leinen et al., 1986) indicate a clear correlation of opal-rich sediments and zones of higher primary production in the polar and equatorial divergences and in coastal upwelling areas. In addition, phytoplankton production in the Arctic and Subarctic (Sakshaug & Holm-Hansen, 1984) and in the Antarctic (Wilson et al., 1986) often are related to spring blooms in the vicinity of the ice edge. During melting of sea ice, nutrient-rich water is exposed at the surface inducing a vigorous phytoplankton bloom in the wake of the retreating ice edge in spring. In general, large amounts of biogenic opal are dissolved within the water column and at and/or below the sediment water interface as a result of the undersaturation of sea water with respect to opaline silica and exposition time close to the sediment water interface (Broecker & Peng, 1982, Calvert, 1983). The fraction of opal preserved in the sediments generally is less than 5% of the production. Consequently, specific conditions are required to preserve biogenic opal blooms in the sediments, e.g. high production of siliceous tests, high bulk sedimentation rates and a low amount of bioturbation. Despite the fragmentary record of opal production in glaciomarine environments, specific opal occurrences have been successfully used in glaciomarine paleoceanographic reconstructions as illustrated by the following examples. A time-transgressive diatom maximum in subarctic sediments during the last deglaciation has been interpreted to indicate the northward passage of the oceanic polar front from the Skagerrak to the Fram Strait (Stabell, 1986). Grobe et al., 1987, and in press have interpreted the cyclic occurrence of biogenic opal during early interglacial periods in glacial/interglacial sections of the Weddell Sea

continental margin to result from siliceous blooms. The triggering of these blooms is strongly related to the katabatic winds which blow out from the Antarctic continent and remove the sea ice and reinitiated upwelling of nutrient-rich deep waters.

CARBONATE DISSOLUTION RECORDS AND EARLY DIAGENETIC REACTIONS IN RESPONSE TO CHANGING BOTTOM WATER PROPERTIES IN GLACIOMARINE SETTINGS

Bottom water properties and circulation patterns of deep sea basins with glaciomarine ice margins on their surrounding shelves are strongly influenced by glaciomarine processes. Dense brine formation during seasonal sea ice growth episodically injects a young oxygen-rich and dense deep water into the basins, while introduction of high quantities of melt-water into the open ocean might stabilize the water column and thus inhibit deep water circulation and exchange. Hence, it is specifically relevant to record changes in bottom water properties and to evaluate the effect which glaciomarine processes contribute to these changes. Changes in the oxygen and CO_2 content of bottom waters can be deduced from studies on carbonate preservation. In addition, carbonate dissolution may strongly modify carbonate fluxes, especially in glaciomarine settings where production rates may be low. In addition to changes in bottom water chemistry, carbonate dissolution might indicate early diagenetic reactions. Hence, dissolution studies are faced with two principle problems, e.g. first to develop reliable methods which allow the quantification of dissolution, and second to distinguish between dissolution in bottom water and dissolution in pore water. Most parameters commonly used for dissolution studies in low and mid latitude oceans, e.g. the plankton/benthos ratio, quantitative determination of the insoluble residue of pelagic carbonates, and the percentage of dissolution sensitive taxa, cannot be applied to polar and subpolar sediments. This is because of large scale variations in ecological conditions and inputs of matter and reworked carbonate sources from glacial to interglacial stages (Henrich et al., 1989).

Conventional fragmentation indices of left coiling Neogloboquadrina pachyderma, the only species occurring in glacial and interglacial sediments, and the more sensitive SEM-based dissolution indices (Henrich, 1986) of this species allow estimation of dissolution on a semiquantitative scale. If these investigations are accomplished by geochemical studies which allow identification of the early diagenetic evolution of the sediment, one might be able to differentiate between dissolution at the sea floor or within the sediment (Henrich et al., 1989). These diagenetic studies include metal enrichment in oxic, suboxic and anoxic diagenetic environments (Berner, 1981, Wilson et al., 1986) in relation to sedimentation rate, supply and quality of organic matter, and changes in bottom water properties. Early diagenetic oxidation of organic matter in oxic and suboxic porewater environments provides a potentially effective mechanism of carbonate dissolution, which may be reflected in a gradual decrease of organic carbon contents of the sediments. But if strongly dissolved calcareous tests can also be detected in the diagenetic zones below these levels, the dissolution most obviously has to be explained as a sea floor phenomenon indicating increased pCO_2 in bottom waters. In addition, the identification of changes of the benthic organism assemblages could also contribute essential further information. The example that uses such combined set of data to identify changing properties of bottom waters and related early diagenetic reactions is discussed in the chapter on deep sea environments.

ECOLOGIC CONDITIONS AND ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS

When reconstructing glaciomarine environments, the use of fossils and their ecological conditions represent important

parameters. However, the environmental conditions are characterized by a large variety of ecological conditions in surface and deep waters, including glacial/interglacial climatic shifts. Examples on the changing conditions are: 1) advection and mixture of warm and cold, seasonally pack-ice covered surface waters, 2) introduction of melt-water at tidewater ice fronts and melting sea-ice/icebergs, 3) production of cold, dense brines on the shelves and 4) deep convection in subpolar and polar seas. Micropaleontological methods, including statistical analyses, of specific planktonic and benthic assemblages have now been developed in order to estimate the physical properties as temperature and salinity of surface and deep waters, based on planktonic and benthic foraminifer assemblages respectively (Haake & Pflaumann, 1989). Unfortunately, in polar waters the resolution of this method is limited because 1) the assemblage is dominated by left coiling Neogloboquadrina pachyderma, and 2) interpretational problems concerned with salinity effects in surface waters. Quantitative analysis of radiolarian assemblages depict characteristic patterns indicative for cold surface and shallow subsurface waters (Morley, 1983, Jansen & Bjørklund, 1985). Benthic foraminiferal assemblages reveal pronounced glacial/interglacial shifts related to changes in bottom water conditions (Streeter, 1982). Important information on glacial/interglacial variations in deep water circulation, can also be obtained from measuring the Cd/Ca ratios of benthic foraminifers (Boyle, 1988). It has been found that the distribution of cadmium matches the content of phosphates and nitrate nutrients in the today's ocean. The cadmium ion may substitute for calcium in foraminiferal shells, and by analysing cadmium, information on nitrate and phosphate nutrient content of the water masses can be obtained. Accordingly, low Cd/Ca values in benthic foraminiferal shells indicate nutrient-depleted water masses, e.g. water masses

formerly exposed to the surface. This types of analyses have recently been used for tracing the formation of cold water in the North Atlantic during the last glacial/interglacial period. From Fig. 4 it is evident that the Cd/Ca ratio was higher during glacials, which indicates that the present day process of deep cold water formation from chilling of surface waters in the Norwegian Greenland Sea was at least partially turned off during that periods (Boyle, 1988; Broecker & Denton, 1989).

On the shelves, typical stratigraphic successions of macro- and microfaunal assemblages outline changing benthic habitat conditions which are related to the shifts in sedimentary environments during the wax and wane of the continental ice sheets (Vorren et al., 1989, Thomsen & Vorren, 1986).

EXAMPLES OF PRE-CENOZOIC GLACIOMARINE SEQUENCE

Commonly, the interpretation of the ancient sequences is characterized by conflicting views. In the following, two well known sequences will be presented and the various interpretations discussed.

Gowganda formation

The Gowganda Formation of Ontario, Canada, is a well known Early Proterozoic deposit, with a probable age of $2,7 - 2,3 \cdot 10^9$ (Young, 1981). The formation is exposed in three locations close to Lake Ontario in Canada. Sedimentary structures are generally well preserved, and folded and metamorphosed rocks (up to amphibolite facies) are only found in local regions. In general, the individual members of the Gowganda Formation are discontinuous on a scale of kilometres. However, some members can also be followed for tens of kilometres. The thickness of the formation varies from 300 m to about 1000 m, however, thicknesses up to 3000 m are also reported. In general, the diamictite members are massive, while the interbedded members of argillites are laminated with dropstones (Fig. 5). These laminated units also contain mud pellets.

Previously, the formation was interpreted as lodgement till with interbedded lacustrine varved argillites (e.g. Lindsey, 1969; Young, 1981). Glaciomarine sediments were suggested to be present only in a restricted area. As seen from the schematic stratigraphic section (Fig. 5), the diamictites represent ice advances, with the interbedded argillites as lacustrine ice recessional deposits. However, in more recent studies a subaqueous origin with predominance of glaciomarine deposits have been suggested, but still there are clearly different opinions on the depositional environment (Eyles et al., 1985, Young & Nesbitt, 1985; Mustard &

Donaldson, 1987).

1) Continental slope/channel fill:

Eyles et al. (1985) summarized recent work suggesting the following depositional regime: Firstly, sediment gravity flow deposits including debris flows, sandy fluidized flows and turbidites indicate a marine environment. Secondly, the massive to faintly bedded diamictites tens of meters in thickness, are interpreted as ice-rafted debris and distal mud, while some thinner units may reflect debris flows. Thirdly, no convincing evidence of any lodgement till formation has been found (the former observation of striated pavement is strongly questioned). Additionally, long "fingers" of the Gowganda Formation extending northward on the Archaen basement were earlier suggested to represent paleo valleys or deep water lacustrine environment. However, the lack of coarse debris along the margins excludes the valley idea, and due to the large scale (400 x 500 km) and the great thickness, a lacustrine formation is also questioned.

According to Eyles et al. the Gowganda Formation is thus formed as an open marine deposit, and the lower section in the Elliot Lake (southwestern exposure) region is interpreted as the continental slope and submarine channel fill depositional system of a glaciomarine environment.

2) Resedimentation of glacially transported debris

According to Young & Nesbitt (1985) the lower diamictite (Fig. 5) was largely the result of resedimentation of glacially transported debris in a actively subsiding region. The sediments were supplied from outlet glaciers entering the sea, probably as an ice shelf. Subsequent glacial recession was followed by deep water sedimentation of fine-grained materials, however, clasts in its lower as well as its upper parts reflect glaciers in the vicinity. The second ice advance

(Fig. 5) was responsible for deposition of the upper diamictite complex. Here, conglomerates and turbidites are widespread, and these rocks are thought to be related to ice advances and active tectonic subsidence.

3) Ice proximal regime:

Mustard and Donaldson (1987) suggest a submarine ice proximal depositional regime, at least for the lower part of the Gowganda Formation. The lower member is separated into the following four units; a "basal diamictite" unit overlain by a coarsening upward rhythmite/sandstone/clast-supported diamicton which may grade laterally into a stratified or massive matrix-supported diamictite ("Fan" and "Interfan-association" respectively). The top unit consists of a complex series of diamictites (Upper diamictite), including matrix-supported as well as clast supported diamictites with additional fine-grained nonrhythmic, poorly laminated mudstones with dropstones. Subglacial features like plucking and glacial lee-side quarrying at top of the Archaen-Proterozoic unconformity surface, demonstrate the presence of grounded ice. Consequently, the "Basal Diamictite", 1-12 m thick, is interpreted as basal till, while stratified interbeds within this diamictite-zone are interpreted as deposits in subglacial melt-water channels. The two overlying "Fan" and "Interfan Association" are interpreted as: subaqueous outwash deposits (the "Fan Association"); and a more complex regime of ice-marginal debris/morainal bank/debris flow/high density sediment gravity flows, while scattered dropstones reflect rafting from an adjacent calving glacier. The "Upper Diamictite" is related to deposition under readvance of a floating or partly floating ice sheet. The lack of glaciotectonic structures or features reflecting erosion or incorporation of the underlying sediments suggest an ice-shelf depositional regime rather than an advancing grounded ice

sheet.

Gowganda Formation - conclusive remarks

The study of the Gowganda Fm. illustrates the last decade's classical change in interpretations: from a terrestrial to a glaciomarine depositional environment. The massive diamictites are interpreted as glaciomarine deposits, alternatively resedimented glaciomarine deposits we shall see from the margins of the Norwegian-Greenland Sea, thick diamictites combined with large scale slump- and slide scars are a typical facies associations on a glaciated margin.

Port Askaig Formation

An other classical profile, also with conflicting views on its origin is the Port Askaig Formation in Scotland, belonging to the Dalradian Subgroup (e.g. Spencer, 1975, 1981; Eyles & Eyles, 1983; Fairchild, 1985; Eyles, 1988). The formation with a maximum thickness of up to 850 m of a late Proterozoic age (c 670 Ma), includes 47 diamictite horizons (Fig. 6). It is underlain as well as overlain by limestones and dolomites. The lower diamictite horizons have a dolomitic silt matrix, which has been reworked from the underlying formation. The diamictite horizons are characterized by massive or stratified units containing discontinuous interbedded sandstones. In general, the individual diamictite beds have a sharp conformable lower contact. The upper diamictite horizons often show "sandstone downfold" structures(?). At a number of the diamictite horizons, sandstone wedges (< 12 m), interpreted as periglacial permafrost, are a common phenomenon.

Port Askaig Formation has been studied extensively. According to Spencer (19...), the diamictites are mainly formed as subglacial deposits, based on:

- 1) The "Great Breccia" and its underlying sediments show sign of glaciotectonism, glacial erosional features and recycling of earlier mixtites.
- 2) The clean sandstone and conglomerate units interbedded with the mixtites are unlikely to have developed in response to winnowing of glaciomarine sediments in a marine environment. Instead, these deposits have formed in sub- and englacial tunnels.
- 3) The horizons containing ice rafted pebbles - clasts penetrating and deflecting laminae - are clearly different from the homogeneous/lenticularly stratified mixtites, formed sub-glacially.

The Port Askaig Formation was recently interpreted to be of a glaciomarine origin, including tidally-influenced marine sedimentation (Eyles et al., 1985; Eyles 1988). The revised interpretation can be summarized as follows:

- 1) The massive diamictites are formed by settling of fine-grained suspended matter in combination with ice-rafted debris in water depths less than 250 m.
- 2) The sand layers, suggested by Spencer to be sub- or englacial tunnel deposits are here interpreted as formed on a tidally influenced shallow marine shelf. The sand is thought to have been derived from deltaic sources on the basin margins and was transported onto the shelf during storms.
- 3) The conglomerate layers are formed in response to increased current activity and winnowing of underlying sand and diamictite.
- 4) The distinct diamictite layers such as the Great Breccia and the Disrupted Bed are interpreted as products of downslope resedimentation under periods of increased tectonic activity.

In general, the Port Askaig Formation consists of a number of coarsening upwards sequences, and each sequence consists of diamictite at its base followed by sandstone and finally capped by a thin conglomerate layer. As discussed by Eyles (1988), and as we shall see later, such coarsening-upwards sequences are typical for the late Quaternary high latitude shelf sediments. In the late Quaternary, such sequences have developed in response to the glaciomarine sedimentation during the late Weichselian/Wisconsin followed by glacio-isostatic regression and shallowing with increasing current activity and winnowing during the Holocene.

Port Askaig Formation - conclusive remarks

As we have seen, the idea of a terrestrial origin have been challenged by the concept of a glaciomarine deposition. Similarly as for the Gowganda Formation, the association of thick diamictite units combined with sand/conglomerates and carbonates in the Port Askaig Formation, may have its analogy in Quaternary glaciomarine sediments.

LATE CENOZOIC GLACIATIONS

On a global scale, the general change from early Cenozoic temperate to a mid and late Cenozoic glacial/interglacial mode is documented by an increase of benthic foraminiferal ^{18}O values (Miller et al., 1987). Glacial onset on the southern (35 Ma) and the northern hemisphere (10-5 Ma) was in response to significant changes in global ocean current regimes. In the sediments the onset of a cold and glacial climate is seen as the introduction of diamictons on the continental shelves, and ice rafted fragments (fragments < 63 μm) appear in deep sea sediments adjacent to polar regions. In the northern hemisphere, deep sea sediments containing probable ice rafted

fragments have been traced back to: 1) 10.2 Ma in the North Atlantic (Schaffer & Spiegler, 1986), 2) in the Baffin Bay at about 8.5 Ma (Wolf & Thiede, submitted), 3) in the Norwegian Sea at about 5.3 Ma (Jansen et al., in press) and 4) in the Arctic Basin probably more than 4 Ma (Asku & Mudie, 1985). It is not yet been decided if the IRD represents iceberg or sea ice rafting, or a combination of both. In Alaska glaciomarine sediments of Miocene age are undoubtedly recognized in the Yakataga Formation (Plafker & Addicot, 1976).

At 2.6 Ma there is a major change in the sedimentary record in the North-Atlantic and Norwegian-Greenland sea: 1) typical, well pronounced glacial/interglacial cycles appear and 2) input of IRD increases significantly which results in deposition of deep sea diamictos (Henrich, 1989). These events have been correlated with the onset of large scale northern hemisphere glaciations. Another threshold in the evolution of northern hemisphere glaciations was bypassed at about 1 Ma as indicated by a significant increase in both IRD and finer sediment supplied to the northern oceans.

In the southern ocean, the cooling and build up of the Antarctic ice cap is attributed to isolation of the Antarctic continent and development of the circum-polar current regime, which dramatically changed the sedimentary regime around Antarctica. In the northern hemisphere the Cenozoic plate tectonic and the oceanic gateway configuration (e.g. key locations of oceanic circulation like submarine ridges influencing deep water exchange between oceanic basins) are much more complex. Opening and development of fundamental gateways such as Fram Strait and the Greenland-Scotland Ridge belong to the most important submarine topographic features in global oceanographic circulation. As illustrated by the following three examples, glacial-interglacial variations have a large impact on the deep sea glaciomarine environment due to changes in circulation system, formation of dense bottom water

and distribution of sea ice.

Circulation system/current regime:

The modern - interglacial - transport of warm, saline water (and air masses) into the Norwegian-Greenland Sea and Arctic Basin (see Fig. 1) was opposed by a general southward movement of cold air and water masses during glacials. However, during glacials a northward flow of surface water (e.g. Atlantic water or northeast currents parallel to the ice margin) along the eastern margins of the Norwegian-Greenland Sea was maintained for long periods. The current velocity was strongly reduced, and thus did not cause extensive erosion of the shelf sediments as it does today.

Deep water formation:

In interglacial periods, deep water formation plays an important role for deep water circulation. The deep water is formed in two ways in polar regions: 1) dense brines contributed from adjacent shelves due to salt rejection during sea ice formation and 2) open ocean deep current convection in region with low density stratification. Dense shelf water formation is also of fundamental importance for sediment erosion and transport on polar continental shelves and slopes. In Antarctica, the cold water forms coastal parallel currents which flow underneath large ice shelves, such as the Filcher and Ross Ice Shelves. During its sub-ice-shelf flow the temperature is lowered. In the Weddell Sea, the outflow follows the western slope of Cray trough (Fig. 7). Water discharge rate is calculated to be 10 times more than the Amazon (Foldvik, ¹⁹⁸⁸et al.). Current velocities of up to 150 -200 cm/sec have been measured at a depth of 2000 m on the slope in the Weddell Sea. This flow strongly influences sedimentation, resulting in erosional features on the vertical scale of tens of metres on the continental slope and rise (Fig. 8). During

glacials, the Antarctic glacier ice most likely expanded to the shelf break (Denton and Hughes, 1981), and flow of such cold water stopped. Thus there was a major change in flow regime on the shelf and slope in interglacial and glacial periods. In the Barents Sea, dense shelf water forms during the winter season in response to sea ice formation (e.g. Midtun, 1985). This cold water episodically, cascades into the adjacent deep sea regions. Sediment trap studies in the Norwegian-Greenland Sea show short intensive, episodes of sediment discharge into the deep ocean during the winter months, thought to be associated with such influxes of cold water (Honjo et al., 1988). This episodic flow may flush the shelf regions of fine-grained material and be important in eroding the upper continental slope. Similarly, as in Antarctica, the Barents Sea has been repeatedly glaciated during the Late Cenozoic (Solheim & Kristoffersen, 1984; Vorren et al., 1988). Consequently, during glacial maxima, this water flow may not have existed on the western Barents slope.

Sea ice cover:

During glacials, the sea ice cover expanded southward. An important aspect of a perennial or seasonal ice cover is the reduced impact of wind induced current activity. This is most important on shallow shelf regions. Of more regional importance is the thermal capping effect of the ice cover. Ice cover effects are well demonstrated in the modern Arctic Ocean, where the ice hinders thermal convection and summer melting forms a relatively fresh surface layer which prevent convection. The result is a well stratified upper column strongly reducing convection and renewal of the deep water masses.

Glacial-interglacial changes may also influence the transport of debris in sea ice in Arctic regions. At present,

the wide and shallow shelf areas represent important regions for debris entrainment into the sea ice (chapter...). However, during glacials, these shallow shelf regions become: 1) subaerial exposed or 2) covered by grounded ice. Accordingly, the conditions will be comparable with the present day Antarctica, where the sea ice is almost "clean". Under such conditions the sediment discharge of typical fine grained materials to the deep ocean by sea ice will diminish.

GLACIOMARINE SEDIMENTS AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF A PASSIVE MARGIN AND ITS ADJACENT OCEAN- EXEMPLIFIED BY THE NORWEGIAN-GREENLAND SEA AND THE NORWEGIAN/BARENTS SEA MARGIN

The sedimentary record of the Norwegian-Greenland Sea and its adjacent margins offers good possibilities to gain insights into the development of glacially influenced passive margin. Four major ice sheets terminate or have terminated on these margins; the British, Scandinavian, Greenland and Svalbard-Barents Sea Ice sheet. Recent deep sea drilling (ODP leg 104) combined with extensive sediment coring and shallow seismic profiling enable reconstruction of the sedimentary record and environments of the past 2.6 Ma, and development of different scenarios for the glaciated continental margins. We are provided now with the basic tools allowing us to trace specific glacial events from their sources on land over the shelf and slope to the deep sea. Following, we first present an overview of the evolution of glacial settings in the Norwegian-Greenland Sea during the past 2.6 Ma, then discuss glaciomarine sequences and processes on the shelf, the slope and the deep sea, and end up with conclusions that can be applied on ancient glaciomarine sections.

General aspects of the Late Cenozoic glaciomarine sedimentation of the Norwegian-Greenland Sea

One of the most interesting results from Leg 104 was the observation of a rhythmic occurrence of dark diamictos frequently intercalated in the glacial/interglacial section of the past 2.6 Ma (Eldholm et al., 1987; Henrich, 1989). This was the first time such layers have been discovered in deep sea sections. Their sedimentological characteristics and the mode of their formation are of relevance for interpretations of ancient glaciomarine sequences (compare paragraph on deep

sea below). Glacial/interglacial sediments in the Norwegian-Greenland Sea reveal cyclic and rhythmic variations (see page ...) in biogenic and terrigenous composition indicating corresponding changes in surface and bottom water properties. Interglacial sediments are characterized by high pelagic carbonate shell production (e.g. planktonic foraminifers and coccoliths) with high percentages of warm subpolar species reflecting inflow of warm Atlantic water.. Glacial sediments indicate much lower carbonate shell production dominated by cold water species. In addition, variable inputs of IRD and bulk terrigenous sediment supply are observed in glacial stages with rhythmic deposition of dark diamictos. In general, the peak input of IRD materials occur during deglaciation periods. Shifts in benthic faunal associations, especially benthic foraminifers, indicate variations in bottom water ventilation and circulation. Highest production rates of dense, young, oxygen-rich deep waters occurred during interglacial stages.

In the long record of the glacial/interglacial section in the Norwegian Sea a number of environmental changes that correlate with climatic shifts in the northern hemisphere are observed. Interglacial deposits disappear in the section prior to 1.2 Ma at sites located offshore on the edge and slope of the outer Vøring Plateau, a marginal plateau at the mid Norwegian continental margin. They are restricted to few and less pronounced occurrences at the high sedimentation rate site on the inner plateau close to the shelf. Persistent strong carbonate dissolution is indicated throughout the section from 2.57 Ma to 1.2 Ma followed by a long transitional period with a gradual decrease in dissolution from 1.2 Ma to about 0.6 Ma (Henrich, 1989). Low amplitude oscillations in IRD input with peak supplies in the dark diamictos are indicated throughout the period since 2.57 Ma. Summing up all environmental parameters, the section from 2.57 Ma to 1.2 Ma

is characterized by high frequency and low amplitude oscillations of IRD input, a lowered salinity and most probably also a decreased carbonate shell production in surface waters as well as a very shallow lysocline. During this period, the northern continents were covered by ice caps smaller in dimension than those of the last million years and the oceanic polar front was maintained within the Northeastern North Atlantic and the Norwegian Sea. However, the overall cool climate in the Norwegian Sea was episodically interrupted by weak intrusions of warm Atlantic waters along the eastern margin. The last 1 Ma is characterized by a higher supply of IRD and bulk sediment. Large amplitude variations characterize the IRD and carbonate records indicating growth and decay of huge ice caps in the northern hemisphere.

Barents Sea/Northern Norwegian shelf

The glaciomarine shelf record may be incomplete or represent disturbed sequences due to repetitive glacial advances and iceberg ploughing. In the Barents Sea, covered by an independent ice dome during glacial periods, only a thin cover (< 15 m) of sediments are found in intermediate and shallower parts (50 to 300 m water depth). On the deeper parts of the shelf and towards the slope, thick prograding glaciomarine sediment wedges may form during repetitive glacial advances terminating at or close the shelf edge (Fig. 9).

The morphology of the Barents Sea (Fig. 10), an epicontinental sea, characterized by northwest trending basins (300 to 500 m water depth) and shallow banks (30 - 150 m deep), is strongly influenced by the repeated Late Cenozoic glaciations (up to 1000 m glacial erosion have been estimated) (Edvin & Riis, 1989). The entire shelf was probably covered by grounded ice during the last glaciation (Vorren et al., 1989), and at present (and during the Holocene) the northern and

central parts of the area are influenced by sea ice and iceberg sedimentation (Elverhøi et al., 1989).

The southwestern Barents shelf and slope reveals a variety of glacial units which seems to be typical for passive polar margins. On the outer shelf up to 300 m of stratiform glacial sediments overlie an upper regional unconformity (URU) with glacially eroded morphology (Fig. 9). In the central and shallower regions (300-100 m water depth) the sediment thickness is in general less than 15 m. However, local sediment accumulations of 30-50 m in thickness are found as moraine ridges and ice proximal sediments or acoustically transparent deposits (Profile 20-78 in Fig. 9). The ice proximal sediments, which may cover up to 2000 km², are found in the inner part of major embayments at a common water depth of 300 m (present day). These accumulations are suggested to have formed from settling of fine-grained materials from turbid surface plumes along the ice margin (Elverhøi et al., 1990). A modern analog is probably found along the Austafonna Ice Cap in the northern Barents Sea (Fig. 11). Here, the glacial sediment discharge is concentrated in some few melt-water plumes, and transported along the ice margin by the coastal parallel currents. The main deposition from the plume is within a range of 20 km away from the ice front, and the sedimentation from proximal (< 2 km) parts of these plumes have been estimated to be in the order of 10-15 cm/year (Pfirman & Solheim, 1989). The ice proximal deposits at 300 m water depth are suggested to represent a major halt during the recession of the Barents Sea Ice Sheet 12-15 Ky ago (Elverhøi et al., 1990).

At the outer shelf the sediments comprise up to 150 m thick seismic units which are separated by erosion surfaces (Fig. 9). Various depositional environments have been inferred based on the seismic signatures (Fig. 12): 1) glaciomarine sediments (=semitransparent signature), submarine outwash fans

(=diverging stratified signature), glaciomarine/marine trough fills (stratified onlap pattern), and till (=chaotic reflection). On the upper slope and at the shelf margin thicknesses up to 1000 m are reported, with a thickening towards deeper water also seen on seismic records. Slope sediments are composed of prograding sequences with a complex sigmoid-oblique character. Glacial periods are characterized by prograding and up-building sequences, while during interglacials, sediments are removed from the continental shelf and transported into the deep ocean, bypassing and eroding the upper slope sediments (Fig. 13).

Due to glacio-isostatic rebound, a shallowing of 60 to 100 m has taken place in the central and northern Barents Sea during the last 10 000 years. The sediment section on the shallow Spitsbergenbanken (30-80 m water depth) reflects these conditions in a typical regressive facies succession (Fig. 14). This sequence comprises Late Weichselian till, overlain by Late Weichselian glaciomarine sediments and capped by a residual diamicton and finally approximately 0.5 m of polygenetic carbonate rich sediments. In the Barents Sea the carbonates are interpreted as a post glacial development. The carbonates change from an initial soft bottom fauna (*Mya truncata*) to a hard bottom dominated fauna mainly consisting of balanides. The carbonates accumulated under conditions typical for carbonate deposition: low clastic sediment discharge and high nutrient supply due to strong currents and upwelling. The change from soft to hard bottoms is related to shallower water depths and probable increase in bottom currents. Thus, excavation of mollusc shells and ice rafted pebbles from the underlying diamicton produced a current-reworked shell-rich, residual diamicton which formed the base for the more recent (< 4000 years) *Balanus* fauna. Icebergs and also sea ice pass over this region, and coarser IRD have been dropped and mixed into the post-glacial sediments.

Grading into intermediate and deeper parts of the central and northern Barents Sea (80-300 m water depth), the sediments have not been affected by the post glacial erosion, and the Late Weichselian glaciomarine sediments are gradually changing into fine-grained Holocene mud (Fig. 14B). Winnowing and resuspension of the shallower banks represent a major source of the Holocene sediments, in addition to melt-out from sea ice and minor amounts of iceberg rafted materials (Elverhøi et al., 1989).

In the deeper troughs like Bjørnøyrenna (300 -500 m water depth), the 50 - 100 m thick sediment sequence consist of relatively homogeneous diamicton (Fig. 14C) (Hald et al.). However, internal reflectors suggest more than one depositional event. The sediments are overconsolidated and a till origin have been proposed, however, the content of foraminifers of a typical glaciomarine environment show that parts of the till deposits are derived from glaciomarine sediments. The glacially reworked nature of these sediments are also seen from shearing, folding and fissil textures.

The glaciomarine sequence on the shelf outside northern Norway demonstrates the various facies formed during deglaciation of a shelf region and their distribution (Fig. 15A). Here it is clearly seen how the shelf topography have controlled the facies distribution. Compared to the sequence from the central Barents Sea, the sequence outside northern Norway show a minor glacial readvance (Fig. 15B), which results in a more varied lithostratigraphy than found to the north. Additionally, the Holocene -or post-glacial sequence outside northern Norway differs from its time-equivalent deposits in the central and northern Barents Sea by not being formed under a glaciomarine environment. The most complete and thickest sections are found in the troughs, while bank profiles have reduced thicknesses, erosional features and are affected by iceberg turbation. Based on the sediment

composition and microfossil content the following scenario has been constructed (Fig. 15B):

- 1) basal till/overconsolidated diamicton including scattered reworked shell fragments indicate lodgement and/or deposition close to a tidewater glacier front. (stage A, Fig. 15)
- 2) laminated clay with restricted Arctic benthic fauna and scattered dropstones indicate seasonal sea ice cover during a stillstand in the ice recession. (stage B, Fig. 15)
- 3) dropstone-rich mud with a rich bottom fauna indicates readvance of the ice front with frequent iceberg rafting. During this period the sediment on the bank areas was intensively reworked by iceberg ploughing forming typical iceberg turbates. (stage C, Fig. 15).

A more restricted fauna towards the upper part of the dropstone-rich mud may indicate less saline and less oxygenated water masses

- 4) sandy dropstone muds including sand lenses both on banks and in the troughs demonstrate an open marine environment with the icebergs and intensified current activity - indicating the intrusion of Atlantic water/withdrawal of the polar water masses to higher latitudes. (stage D,E, Fig. 15)
- 5) Similarly as in the Barents Sea, carbonate-rich sediments cap the diamictons on the bank areas. However, in contrast to accumulations on Spitsbergenbanken (Barents Sea), the carbonate accumulations outside northern Norway are not part of a glaciomarine environment. Outside northern Norway there are no sea ice or icebergs and the water masses are all well above 0°C over the entire year. (stage F, Fig. 15)

The continental slope

The slope system is the main depocenter for glacially eroded sediments. Two to three km thick sequences have been reported on the margins off Svalbard (Myhre 1987) and also in Antarctica. Compared to low latitude slopes, the polar slopes

are much less studied, and our understanding of the sediments and the sedimentary regime is still fragmentary. However, typical glacial - interglacial sediment cycles and settings have been identified (Piper et al., 1989). Along the margins of the Norwegian-Greenland Sea, the slope outside the Barents Sea trough is best known (Vorren et al., 1989). Characteristic features of the upper slope are (Fig. 16): 1) slide scars and 2) gullies. A major slide affecting approximately 1000 km³ has been observed, with a width of up to 40 km and a depth of ca 300 m. The slide is located just below the shelf break (400 m water depth) and extends down the slope to a water depth of at least 1500 m. In addition to the major slide, there are also a number of minor slides on the upper slope. Typically, the scars have been refilled with acoustically fine-grained sediments.

The gullies, up to 150 m deep and 1 km wide, may also form significant features of the upper slope. The gullies commonly start at the shelf break (400 m water depth) and end at a water depth of approximately 1000 m. Lack of sediment infill in the gullies and findings of shelf foraminifers, indicate that these features act presently as active sediment conduits from the shelf to the lower part of the fan. It has been suggested that down-flow of cold saline shelf water is essential for the erosion and down slope transport. Buried gullies are also seen on the records.

On the lower slope the most pronounced features are debris lobes. Sediment lenses up to 15 km wide and 30-150 m thick have been identified on seismic records. The origin of these features is not fully explained, however, they may represent deposition from debris flows originating on the upper slope.

Additional information on the slope regime of a glacially influenced margin can be gained from the Scotian shelf, eastern Canada (Piper et al., 1989) Here, the Laurentain Fan, south of Grand Banks, acts as an important depocenter for the

Laurentide Ice Sheet. Similarly as on the Bear Island Fan, the upper slope is dissected by gullies and valleys, which appear to initiate in about 500 m water depth. Towards the deeper part of the upper slope, the gullies and valleys coalesce, and only a few major valleys continue to the continental rise.

Based on seismic profiling three groups of facies have identified: valley, intervalley and chaotic facies. The valley facies, with an internal reflection pattern of cut and fill sequences, comprise muds and variable sorted coarser beds. Cores from the intervalley facies are composed of mud and the continuous sub-parallel internal reflection pattern show a typical mound topography. The composition and origin of the chaotic facies varies. In the uppermost part of the slope diamictons were cored, while in deeper water this type of facies may reflect slump features or diapirs.

A key problem in interpreting the slope sediments is the relationship of facies and interglacial - glacial changes. Based on the available information from the Bear Island fan and the Scotian slope, the following concepts have been proposed (Vorren et al., 1989, Piper et al., 1989):

During glacial maxima, the ice edge may expand to the shelf edge, and lodgement till is deposited on the shelf edge/upper slope. Fine grained as well as more coarse grained sediments are delivered to the upper slope at relatively high rates. Part of the sediments are transported directly to the deeper part, causing erosion of the gullies. Rapid mud deposition on the upper slope, probably deposited at the highest rate during ice recession, causes unstable sediments. Failure of these deposits generates thick muddy turbidity currents. The debris lobes on the lower part of Bear Island slope may have formed under such conditions. Interglacials are characterized by low clastic sediment supply, and turbidity current transport and hemipelagic sedimentation is strongly reduced. The most pronounced process

of down slope transport may be caused by the cascading of cold, saline shelf water. The uppermost part of the Bear Island slope is also eroded by the relatively warm Atlantic Water in the Norwegian Current which flows along the margin.

Sediment failure and mega sediment slides seem not to be directly correlated with interglacial/glacial cycles. However, as the main body of the sediments displaced during the slide are of glacial origin, these processes are of importance to understand the facies/sediment distribution of glacially influenced margins. The well known Grand Bank slide of 1929 (Heezen & Ewing, 1955) was triggered by an earthquake, and a similar mechanism was also proposed for one of the world's largest submarine slides - Storegga Slide on the mid Norwegian margin (Jansen et al., 1987; Bugge et al., 1988). Based on coring and acoustic profiling it was possible to identify three main slide events covering an area of 34 000 km² (Fig. 17). The total volume of sediment involved is approximately 5 500 km³. The average gradient of the whole slide scar is about 0.6°. The oldest and largest slide (ap. 4000 km³), probably of a Mid Weichselian age, mainly consisted of debris flow of uncompact clay of Plio-Pleistocene age. The second and third slide, both in Holocene time, also involved Neogene and Palaeogene sediments. Huge sediment slabs, 200 m thick and 10 - 30 km wide were transported up to 200 km down the slope down to 2000 - 2500 m water depth. The sliding sediments probably flowed down-slope on a liquified layer.

Deep sea environment

General background

Rhythmically alternating continuous seismic reflection patterns characterize wide areas of the sediment cover on the sea floor of the Norwegian - Greenland Sea. Undisturbed sediment cores retrieved from that region reveal typical glacial/interglacial sedimentation patterns that can be

correlated over distances of several hundred kms. Individual glacial units can be traced continuously from the central sector of the Norwegian-Greenland Sea to the adjacent continental margins where most expand considerably in thickness. As a result a rather thick (on the order of 250 to 500 m) glacial/interglacial sediment pile was deposited at the mid Norwegian margin, e.g. Vøring Plateau, during the past 2.6 Ma (Eldholm et al., 1987). Within a distance of less than 150 km this wedge decreases in thickness to about 50 - 70 m. This general pattern of pelagic and glaciomarine sedimentation may be considerably modified in areas of strong bottom current activity. Areas of almost permanent deep sea erosion and centres of accumulation with deposition of large sediment waves have been discovered in the Greenland Sea and the Fram Strait.

Facies succession

The sediment sections that have been deposited predominately from various interactions between pelagic sedimentation and glaciomarine processes record a clear spectrum of glacial and interglacial sediment facies. Each facies is characterized by a typical set of sedimentologic, geochemical, and micropaleontologic features, and rhythmic and cyclic repetitions of facies types dominate the stratigraphic record of glacial/interglacial climatic shifts (Fig. 18, 19). The most noticeable feature of these cyclic variations in sedimentation are pronounced colour changes between light and dark layers (Eldholm et al., 1987). They appear on a large scale (meters) and a smaller scale (centimetres to tens of centimetres). The light sediment facies comprise two prominent lithologies (Fig. 18, 19). Brownish, intensively bioturbated foraminiferal muds and foram-nanno oozes (e.g. facies A, Henrich et al., 1989) have been deposited during interglacials at low sedimentation rates (1 to 2 cm/ky). A high content of a

diverse benthic fauna (benthic foraminifers, echinoderms, sponges) and good carbonate preservation indicate well oxygenated bottom water environments. The second lithology consists of brownish (facies B) and grey (facies C), moderately bioturbated, sandy to silty muds with intermediate to low carbonate contents and variable admixtures of coarse terrigenous debris and reworked organic carbon deposited at moderately high sedimentation rates (2 to 5 cm/ky). Scattered occurrence of dropstones and enrichment of sand size IRD along discrete layers document episodic input of coarse terrigenous particles from icebergs or sea ice.

Three types of dark diamictons (facies D, E, and F; Henrich et al., 1989) are intercalated in the light-coloured glacial sediment packages. These dark diamictons occur at thicknesses of centimetres to tens of centimetres. Most layers reveal a sharp base and gradational top contact, which often is modified by bioturbation. A chaotic fabric of variable sized dropstones and scattered mud clasts in a sandy to silty mud matrix is the predominant internal structure. Occasionally enrichment of coarse debris is observed along discrete bands. Additionally, these dark diamictons have been influenced by early diagenetic processes occurring most probably in response to changing bottom water conditions. Most spectacular with respect to diagenetic overprint is the diamicton facies type F. It forms a complex layer consisting of a basal very dark grey diamicton grading upward into dark olive grey diamicton. Higher parts of F facies commonly reveal brownish diagenetic laminations that cut sedimentary structures, but are itself truncated by burrows filled with brownish sediment from above. All three dark diamictons reveal very low carbonate contents (most frequently 0 - 0,3% CaCO_3), strong dissolution features on planktonic forams, high organic carbon values and high contents of sand-sized terrigenous debris, as well as densely scattered dropstones and abundant mud clasts. Rock fragments

and large dropstones consist of various igneous, metamorphic and sedimentary lithologies. Most interesting with respect to provenance are coal fragments and chalk, in addition to Cretaceous foraminifers and *Inoceramus* prisms as residue of chalk in the coarse fraction (Spiegler, 1989 ? 1990). Dark diamictos often contain ice rafted chalk and coal particles in the same samples. Since chalk is only exposed to glacial erosion along shallow subcrops along the southern Norwegian shelf (Rokoengen et al., 1989) or in the North Sea region and its adjacent continental margins in southern Scandinavia and Great Britain, a northward drift of icebergs possibly associated with advection of Atlantic water or strong longshore currents parallel to the ice margin is indicated for these specific deposits. Coal most probably is also derived from southern source regions, but high quantities of ice rafted coal particles have been also found in the Fram Strait where exposures on the Arctic shelves and surrounding continents are the most likely source region (Bischoff et al., in press).

Mapping of facies distribution along a E-W transect across the Norwegian Sea (Vøring Plateau - Jan Mayen) reveals typical facies successions that correspond to glacial/-interglacial climatic shifts (Fig. 20). Dark diamictos occur in greatest thicknesses and highest frequency close to the continental margin, decrease in number and thickness westward and grade far offshore into oxic sediments of facies B. This pattern indicates that the major source of the diamictos was derived from the continental margin. Based on considerations on flux calculations (Henrich et al., 1989) assume a rapid deposition of diamictos.

Environmental interpretations

Environmental parameters associated with the rhythmic facies successions are displayed in Fig. 21. The most

prominent rhythm is the facies succession C-F-B-A representing a complete shift from a full glacial to an interglacial climate. The environmental conditions during deposition of facies C indicate a low carbonate shell production and some ice rafting in surface waters. Bottom waters are oxygen depleted, but far from azoic evidenced by a low diverse benthic foraminiferal fauna, moderate bioturbation and good carbonate preservation. Facies C is deposited during progressive advance of the continental ice sheets onto the shelf. The offshore situation is characterized by a seasonally varying sea ice pack interspersed with few drifting icebergs.

Deposition of facies F on top of facies C results in a drastic increase in ice rafting and a strong decrease in carbonate shell production in surface waters. Highly corrosive bottom waters seen as strong dissolution of carbonate tests and an interval barren of benthic organisms suggest unfavourable bottom water conditions. Facies F documents maximum extension of the ice sheet close to, at or even below the shelf edge, in addition to the early period of ice sheet retreat. During this time, large-scale calving along the tidewater front of the grounded ice sheet or frequent surges deliver huge amounts of debris-laden icebergs into the open sea. In addition, large melt-water discharges may have formed a low-salinity surface lid and deposited fine-grained sediment from sediment-laden plumes.

Decrease in bottom water renewal and oxidation of organic matter at this time would result in high corrosivity of bottom waters.

During deposition of facies B on top of facies F a gradual decrease in ice rafting and an increase in carbonate shell production is observed (Fig. 21). Bottom waters become progressively less corrosive as dissolution decreases and more oxygenated seen as a change in redox potential of the sediment with the reappearance of benthic fauna. Facies B represents

ice sheet retreat on the shelf and the major deglaciation characterized by rapid retreat of the low-salinity surface water lid towards the coast. Rapid rise of sea level most probably caused sudden disintegration of the marine based parts of the continental ice sheets. Offshore, carbonate productivity increased and bottom waters returned to oxygenated conditions.

The topmost facies, facies A records a high interglacial carbonate productivity and completely oxygenated bottom waters (rich benthic fauna).

Other rhythmic facies successions, e.g. C-D-C, C-E-C or C-F-B-C commonly observed within certain glacial stages, indicate similar environmental changes but without return to or initiation of full interglacial conditions. Such a situation might occur at any time when a grounded ice sheet on the shelf becomes unstable. The release of huge masses of icebergs might also be triggered by glacio-isostatic processes, e.g. strong subsidence of the shelf in response to increased ice loading on the continent might destabilize grounded ice on the shelf.

The above outlined paleoceanographic model on the formation of dark diamictos might prove as a useful tool for offshore paleoceanographic reconstructions. It recognizes glacial stages with strong advances of the continental ice sheets on the shelves and permits connection of the open ocean records with the shelf records. The glaciomarine section older than 1 Ma in the legs 104 drill sites reveals drastic changes in most of the isotopic, micropaleontologic and sedimentologic parameters, e.g. a drastic decrease in overall sediment supply (evidenced by low bulk accumulation rests), generally low carbonate shell production in surface waters combined with a shift to very ^{18}O depleted isotope values in planktic foraminifer tests and almost persistent strong dissolution. These changes have been interpreted to indicate a completely

different paleoceanographic pattern with generally lowered surface water salinities, a more stabilized water column and long term persistent corrosive bottom waters (Jansen et al., 1988, Henrich, 1989). Under such conditions dark diamictos would have formed also over longer periods, since overall sediment supply to the basins may have been reduced because of more stable and long term persistent ice caps of smaller dimension on the surrounding continents.

CONCLUSIONS

The concept of glaciomarine sedimentation have now merged from the more classical concept of "proximal" deposits characterized by rapid depositions to also include the high latitude deep sea environments. The formation of diamicton in such settings demonstrate that these areas have to be included into the concept of "glaciomarine environment". The deep sea region with its pelagic sediments provide continuous and undisturbed sediment sequences, which now can be exactly dated by various high resolution stratigraphic methods and related to the global stratigraphic framework. Accordingly, one can now correlate specific glaciomarine units and events from the deep sea onto the shelf and ice proximal areas, where repeated glacial advances have interrupted the original long-term stratigraphy.

The results and models of Cenozoic Arctic and Antarctic glaciomarine shelf, slope and deep sea setting show that the slope and adjacent deep sea act as a major depocenter of glaciogenic sediments. Here, sequences in the range of 1-3 km may form, while the sediment thickness on adjacent shelves and terrestrial hinterlands are in the range of hundreds of metres. The main sediment discharge to the slope is probably during glacials, while interglacials settings are characterized by

reworking: various types of gravity flow and gullying from cascading cold shelf water. The increased knowledge of the sediments and sedimentary regime of these distal environments may open for reinterpretation of former ancient sequences, where in particular the continental slope and the deep sea sediments should be used for identification of the former ice marins and ice advances and recessions. In particular one should also stress to achieve a good knowledge of the three dimensional geometry of the glaciomarine units. Hence, one might reconstruct similar deep sea, shelf - slope settings in ancient glaciomarine sections.

Carbonate accumulation have been found to be closely related with glacigenic sedimentation on continental shelves. The carbonates may occur as part of glaciomarine shelf sediments or they may cap a regressive glacigenic sequence. Thus, carbonates do not contradict with a glaciomarine origin of diamictites. In stratigraphic sections their repetitive occurrence might correspond with glacial/interglacial climatic oscillations.

References

- Anderson JB, Kurtz DD, Domack EW and Balshaw KM (1980) Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. *J Geol* 88:399-414
- Anderson JB, Brake C, Domack EW, Myers N, and Wright R (1983) Development of a polar glacial- marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. In: Molnia BF (ed.) *Glacial -Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York, pp 233-264
- Anderson, J. B. (1983): Ancient glacial- marine deposits: their spatial and temporal distribution. In: Molnia, B.F.(ed): *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum, New York, 3-92.
- Aksu, A.E. and Mudie, P.J. (1985): Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 milliom years of Arctic Ocean sedimentation. *Nature*, 318, 280-283.
- Barnes, P.W., Reimnitz, E. and Fox, D. (1982): Ice rafting of fine- grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. *J. Sediment. Petrol.*, 52, 409-502.
- Berner, R.A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journ. Sed. Petrol.*, 51, 359-365.
- Bischof J, Koch J, Kubisch M, Spielhagen RF, and Thiede J (1990) Ice-rafted coal fragments in Quaternary Nordic Seas sediments: an enigma. *Spec Pub Geol Soc London*, in press.
- Bjørlykke K, Bue B, and Elverhøi A (1978) Quarternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock. *Sedimentology* 25: 227-246.
- Boyle, E. (1988): Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO₂ cycles. *Nature*, 331, 55-56.
- Boyle; E. A. (1988): Cadmium chemical tracer of depwater paleoceanography. *Paleoceanography*, 3/4, 471-489.
- Broecker, W.S. and Peng, T.H. (1982): *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, Palisades, 690 p.
- Calvert, S.E. (1983): Sedimentary geochemistry of silicon. In: Aston, S.R. (ed.) 'Silicon geochemistry and biogeochemistry'. Academic Press, New York, 143-186.
- Dunbar, R.B.; Leventer, A.R. and Stochton, W.L. (1989): Biogenic sedimentation in McMurdo Sound, Antarctica. *Mar. Geol.*, 85, 155-180.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., 1987. *Proc., Init. Repts. (Pt.A)*, ODP, 104.

Eisenhauer, T.; Mangini, A.; Botz, R.; Walter, P.; Beer, J.; Bonani, G.; Suter, M.; Hofmann, H.J. and Wölfli, W. (1990): High resolution ^{10}Be ^{230}Th stratigraphy of late Quaternary sediments from the Fram Strait (Core 23235). In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 475-488.

Elverhøi A (1984) Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. *Mar Geol* 57: 53-88

Elverhøi A, Liestøl O, and Nagy J (1980) Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 172: 33-61

Elverhøi A, Pfirman S, Solheim A and Larsen BB (1989) Glaciomarine sedimentation on epicontinental seas - exemplified by the northern Barents Sea. *Mar Geol* 85: 225-250

Elverhøi, A.; Nyland-Berg, M.; Russwurm, L. and Solheim, A. (1990): Late Weichselian ice recession in the central Barents Sea. In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 289-310.

Eyles, C.H. (1988): Glacially- and tidally- influenced shallow marine sedimentation of the Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 68, 1-25.

Eyles, C.H., Eyles, N. and Miall, A.D. (1985): Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 15-84.

Eyles, C.H., and Eyles, N. (1983): A glaciomarine model for Late Precambrian diamictites of the Port Askaig Formation, Scotland. *Geology*, 692-696.

Fairchild, I.J. (1980): Sedimentation and origin of a late Precambrian 'dolomite' from Scotland. *J. Sediment. Petrol.*, 50, 423-446.

Foldvik, A. and Gammelsrod, T. (1988): Notes on the Southern Ocean hydrography, sea- ice and bottom water formation. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 67, 3-17.

Fütterer, D.K. and Melles, M. (1990): Sediment patterns in the southern Weddell Sea: Filchner shelf and Filchner depression. In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 381-401.

Gard, G. and Backman, J. (1990): Synthesis of Arctic and Sub-Arctic Cocolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500 000 years. In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 417-436.

Grobe H (1987) Facies classification of glacio- marine sediments in the Antarctic. *Facies* 17: 99-109

Haake, F.W. and Pflaumann, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea. *Boreas*, 18, 343-356.

Hald, M. and Vorren, T.O., 1987. Stable isotope stratigraphy and paleoceanography during the last deglaciation on the continental shelf off Troms, Northern Norway. *Paleoceanography*, 2/6, 583-599.

Hambrey, M.J. and Harland, W. B. (eds., 1981): *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1004 pp.

Henrich, R., 1986. A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation. *Geol. Rdsch.*, 75, 3, 805-827.

Henrich, R. (1990): Cycles, rhythms and events in Arctic and Antarctic glaciomarine deposits. In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 213-244.

Henrich R (1989): Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, paleoceanography and evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere Climate. In: Eldholm O, Thiede J, and Taylor E (eds) *Proc Final Reps ODP 104*, 189-232.

Henrich R, Wolf T, Bohrmann G, and Thiede J (1989) Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Northern Hemisphere revealed by variability of coarse-fraction composition in sediments from the Vøring Plateau - ODP Leg 104 drill sites. In: Eldholm O, Thiede J, and Taylor E (eds) *Proc Final Reps ODP 104*, 75-188.

Henrich R, Kassens H, Vogelsang E, and Thiede J (1989) Sedimentary facies of glacial- interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. *Mar Geol* 86: 283-319

Honjo, S.; Manganini, J.; Karowe, A. and Woodward, B.L. (1987): Particle fluxes, northeastern Nordic Seas: 1983-1986. *Techn. Rept. WHOI- 87-17*, 84 pp.

Honjo, S.; Manganini, J. and Wefer, G. (1988): Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea. *Deep Sea Res.*, 35, 1223-1234.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene Climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A.L. et al. (eds.): *Milankovitch and Climate*, Part I, 269-305, D.Reidel Publishing Company.

Jansen, E. and Bjorklund, K., 1985. Surface Ocean circulation in the Norwegian Sea 15.000 B.P. to present. *Boreas*, 14, 243-257.

Jansen, E.; Befring, S.; Bugge, T.; Eidvin, T.; Høltedahl, H. and Sejrup, H.P. (1987): Large submarine slides on the Norwegian continental margin: sediments, transport and timing. *Mar. Geol.*, 78, 77-107.

Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. and Slettemark, B., 1988. Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the Northeast Atlantic during the last 2.8 ma.: ODP/DSDP Sites 610, 642, 643 and 644. *Paleoceanography*, in press.

Jansen, E.; Sjøholm, J.; Bleil, U. and Erichsen, J.A. (1990): Neogene and Pleistocene glaciations in the Northern Hemisphere and Late Miocene- Pliocene global ice volume fluctuations. evidence from the Norwegian Sea. In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 677-706.

Jones, G. A. and Keigwin, L. D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. *Nature*, 336, 56-59.

Kempe, S. and Degens, E.T. (1985): An early soda ocean ? *Chemical Geology*, 53, 95-108.

Kempe, S.; Kazmierczak, J. and Degens, E.T. (1990): The soda ocean concept and its bearing on biotic evolution. In: Crick, R.E. (ed) 'Origin, evolution and modern aspects of biomineralization in plants and animals'; Proceedings of the 5th Internat. Sympos. on Biomineralization, Plenum Press, New York, in press.

Leinen, M.; Heath, G.R.; Biscaye, P.E.; Kolla, V. and Thiede, J. (1990): Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments. *Geology*, 14, 199-203.

Lindsey, D.A. (1969): Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1685-1702.

Martinson, D.G.; Nicklas, G.P.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moore, T.C. and Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300 000 years chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27, 1-29.

Midttun, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep Sea Res.*, 32, 1233-1241.

Miller KG, Fairbanks RG, and Mountain GS (1987) Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography* 2(1): 1-19

Morris, T.H. and Clark, D.L. (1986): Pleistocene calcite dissolution and paleocurrents of the central Arctic Ocean and their paleoclimatic significance. *Paleoceanography*, 1, 181-195.

Myhre, A.M. and Eldholm, O. (1987): The western Svalbard margin (74° - 80° N). *Mar. Petrol. Geol.*, 5, 134-156.

Pfirman S & Solheim A (1989) Subglacial meltwater discharge in the open marine tidewater glacier environment: observations from Nordaustlandet, Svalbard Archipelago. *Mar Geol* 86: in press

Plafker G & Addicott WO (1976) Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga Formation along the Gulf of Alaska margin, Alaska. In: Miller TP (ed) Recent and ancient sedimentary environments in Alaska. Alaska Geol Soc, Anchorage, pp 1- 12

Powell RD (1984) Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. Mar Geol 57: 1-52

Ramm, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea. Boreas, 18, 255-272.

Sakshaug, E. and Holm- Hansen, O. (1984): Factors governing pelagic production in polar oceans. In: Holm- Hansen, O.; Bolis, L. and Gilles, R. (eds.) 'Marine phytoplankton and productivity, Lecture notes on costal and estuarine studies 8, Springer, New York, 1-17.

Samtleben, C. and Bickert, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. Paleogeogr. Paleoclimatol, Paleoecol., in press.

Schaeffer, R. and Spiegler, D. (1986): Neogene Kältezeitenbrüche und Vereisungsphasen im Nordatlantik. Z.dtsch.geol.Ges., 137, 537-552.

Sarnthein, M. and Tiedemann, R. (1989): Toward a high- resolution stable isotope stratigraphy of the last 3.4 million years: Sites 658 and 659 off northwest Africa. Proc. ODP, Sci. Results, 108, 167-185.

Schermerhorn, L.J.G. (1974): Late Precambrian mixtites: glacial and /or nonglacial ? Am. J. Sci., 274, 673-824.

Sejrup, H.P.; Miller, G.H.; Brigham- Grette, J.; Lovelie, R.; and Hopkins, D.M. (1984): Amino acid eperimerization implies rapid sedimentation rates in Arctic Ocean cores. Nature, 310, 772-775.

Solheim, A. and Kristoffersen, Y. (1984): Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history. Norsk Polarinst. Skr. 179B, 26 pp.

Spencer, A.M. (1971): Late Precambrian glaciation in Scotland. Geological Society of London Memoir, 6, 98pp.

Spencer, A. M. (1975): Late Precambrian glaciation in the North Atlantic region. In: Wright, A. E. and Moseley, F. (eds.) 'Ice ages: ancient and modern. Seel House, Liverpool, 217-240.

Spencer, A. M. (1981): Late Precambrian Port Askaig tillite in Scotland. In: Hambrey, M.J. and Harland, W. B. (eds.) 'Earth's Pre- Pleistocene Glacial Record'. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 632-636.

Spiegler D (1989) Ice rafted Cretaceous and Tertiary fossils in Pleistocene/Pliocene Leg 104 Sites. In: Eldholm O, Thiede J, and Taylor E (eds) Proc Final Reps ODP 104, 10 pp, in press

Spindler, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. In: Bleil, U. and Thiede, J. (eds.) 'Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic'. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ., 173-186.

Streeter, S.S., Belanger, P.E., Kellogg, T.B. and Duplessy, J.C., 1982. Late Pleistocene paleoceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Benthic foraminiferal evidence. *Quat. Res.*, 18, 72-90.

Vorren, T.; Hald, M; and Thomsen; E., 1984. Quaternary sediments and environments on the continental shelf off Northern Norway. *Mar.Geol.*, 57 , 229-257.

Vorren TO, Lebesbye E, Andreassen K and Larsen KB (1989) Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Mar Geol* 85: 251-272

Young, G.M. (1981): The Early Proterozoic Gowganda Formation, Ontario. In: Hambrey, M.J. and Harland, W.B. (eds.) 'Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge University Press, Cambridge, 807-812.

Young, G.M. and Nesbitt, H.W. (1985): The Gowganda Formation in the southern part of the Huronian outcrop belt, Ontario, Canada: stratigraphy, depositional environments and regional tectonic significance. *Precambrian Research*, 29, 265-301.

Wolf, T.C.W. and Thiede, J. (1990): History of terrigenous sedimentation during the past 10 My in the North Atlantic (OPD Legs 104, 105 and DSDP Leg 81): *Mar. Geol.*, 25 pp, in press.

FIGURE CAPTION

- Fig. 1 Bathymetric map (left) and map showing the surface currents (right) in the Norwegian-Greenland Sea. The location of ODP leg 104 is also shown. A-B, the location of transect shown in Fig.
- Fig. 2 Oxygen isotope, rock fragments and quartz content variations at ODP site 646 (leg 105, Labrador Sea). Note that peaks in rock fragments and quartz grain corresponds to high ^{18}O values, e.g. glacial periods (from Wolf and Thiede, submitted)
- Fig. 3 Vertical (A) and horizontal (B & C) variations in carbonate content in Quaternary sediments from the Norwegian-Greenland Sea. From the vertical section, carbonate peaks are found in interglacial periods, and from the horizontal distribution maps, the extension carbonate sediments are seen to have a much narrower are and only located to deep water regions during glacial
- Fig. 4 Variations in the Cd/Ca ratio in benthic foraminifera in the North Atlantic. Relatively high Cd/Ca values correspond to glacial periods, e.g. lack of cold deep water formed from surface cooling (and nutrient depletion from the surface biomass) during these intervals (from Boyle and Keigwin, 1987, Brocker and Denton, 1989)
- Fig. 5 Schematic stratigraphic section through the Gowganda Formation. Two major ice advances are postulated (sequence 1 and 3 to 9), while sequence 10 to ? is/are considered as non-glacial. Black dots at the right side of the column represents dropstones in argillite sediments (from Young, 1981 and Young and Nesbitt, 1985)
- Fig. 6 Schematic stratigraphic section through the Port Askaig Formation. Diamictite beds are listed from 1 to 47. (13: Great Brecia, ...: Disrupted Bed) (from Spencer, 1981)
- Fig. 7 Bathymetric map of the Weddell Sea showing the main currents. ISW (=Ice shelf water) flows along the bottom and the discharge on average is approximately 10 times more the the discharge of Amazonas (based on data from Foldvik, figure adoted from Melles, 1990)

- Fig. 8 Seismic section (sparker) along the upper continental slope of the Weddell Sea (for location see, Fig. 7), running perpendicular to the ice shelf water. The area is characterized by a "ridge and trough terrain" where individual sediment layers are cut in the ridge wall. The erosion is thought to have been caused by the downflowing ice shelf water (from Solheim and Elverhøi, in prep.)
- Fig. 9 Interpreted seismic sections (sparker) from the Bear Island Trough and Storfjordrenna (also original data). For location see Fig. 10. a,b,y, and d define four regionally correlateable reflectors, while I, II, III and IV define four seismic sequences. The glacial nature of the sediments are clearly seen from the large scale ridges features forming up to 50 m local highs and the number of erosional unconformities, which reflect periods of glacial advance. In the section from Storfjorden an accumulation of acoustically transparent deposits in front of a bedrock threshold is interpreted to represent glaciomarine sediments deposited in front of a glacier with the front pinned at the threshold (from Solheim and Kristoffersen, 1984)
- Fig. 10 Bathymetric map of the Barents Sea including location of seismic profiles.
- Fig. 11 Satellite image (Landsat 23 July 1976) of Nordaustlandet showing the meltwater plumes of the Mustafonna ice cap and the offshore flow pattern (from Elverhøi et al., 1989)
- Fig. 12 Examples on interpretations of acoustic character and sediment type from glacial sediments in the outer part of the Bear Island Trough. 5E= acoustically transparent/semitransparent, e.g. glaciomarine sediments. 4E=chaotic reflection pattern, e.g. till deposits (from Vorren et al., 1989)
- Fig. 13 Generalized model for glacial-interglacial sedimentary regimes on a passive margin. Glacials are characterized by wedge progradation while interglacial periods are characterized by current winnowing and gullying (from Vorren et al., 1989)
- Fig. 14 Regressive glaciomarine sediments formed in response to glacioisostatic rebound in the central Barents Sea (from Bjørlykke et al., 1978, Elverhøi et al., 1990, Hald et al., 1990, Henrich, 1990)

- Fig. 15 Sediments (A) and sedimentary environments (B) during the last deglaciation of the continental shelf off northern Norway (from Vorren et al., 1984; Henrich, 1990)
- Fig. 16 Morphology, depocenters and characteristic sedimentary features on the Bear Island Trough Fan (from Vorren et al., 1989)
- Fig. 17 Bathymetric map of Norwegian Sea showing the areal distribution of the Storegga slide (A) and longitudinal section through the slide scar and pre-slide reconstruction (from Jansen et al., 1987; Bugge et al., 1988)
- Fig. 18 Characteristic facies succession formed in the Norwegian-Greenland Sea during major deglaciation events (from Henrich, 1990). The sediment sequence is also illustrated by radiographs
- Fig. 19 Characteristic facies succession formed in the Norwegian-Greenland Sea during glacials with the continental ice sheet close to the shelf break (from Henrich, 1990). The sediment sequence is also illustrated by radiographs
- Fig. 20 Facies succession through isotope stage 1 to 10 in the Norwegian Sea. Note the E-W transitions of dark diamictos (Facies F, D and E) into dropstone muds of facies B and C (from Henrich, 1990). (For location of the transect, see Fig. 1)
- Fig. 21 Paleoenvironmental model of the Norwegian Sea and adjacent shelf.
a) extensive glaciation with the ice margin located at the shelf break associated offshore pack ice drift
b) late glacial/early glacial periode with intensive iceberg calving from grounded outlet glaciers
c) intrusion of the Norwegian current and reduced iceberg drift combined with increased carbonate production in open offshore areas. The ice margin is now located within the present day coastal areas. (from Henrich, 1990)

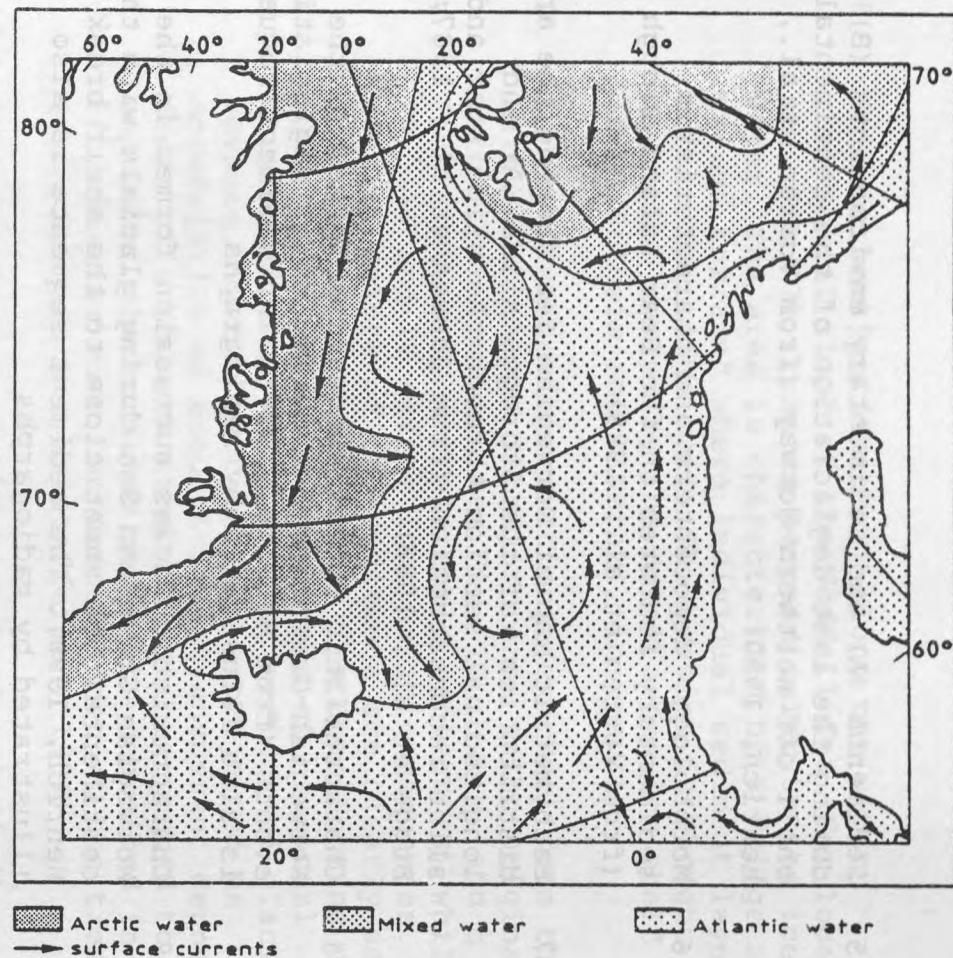
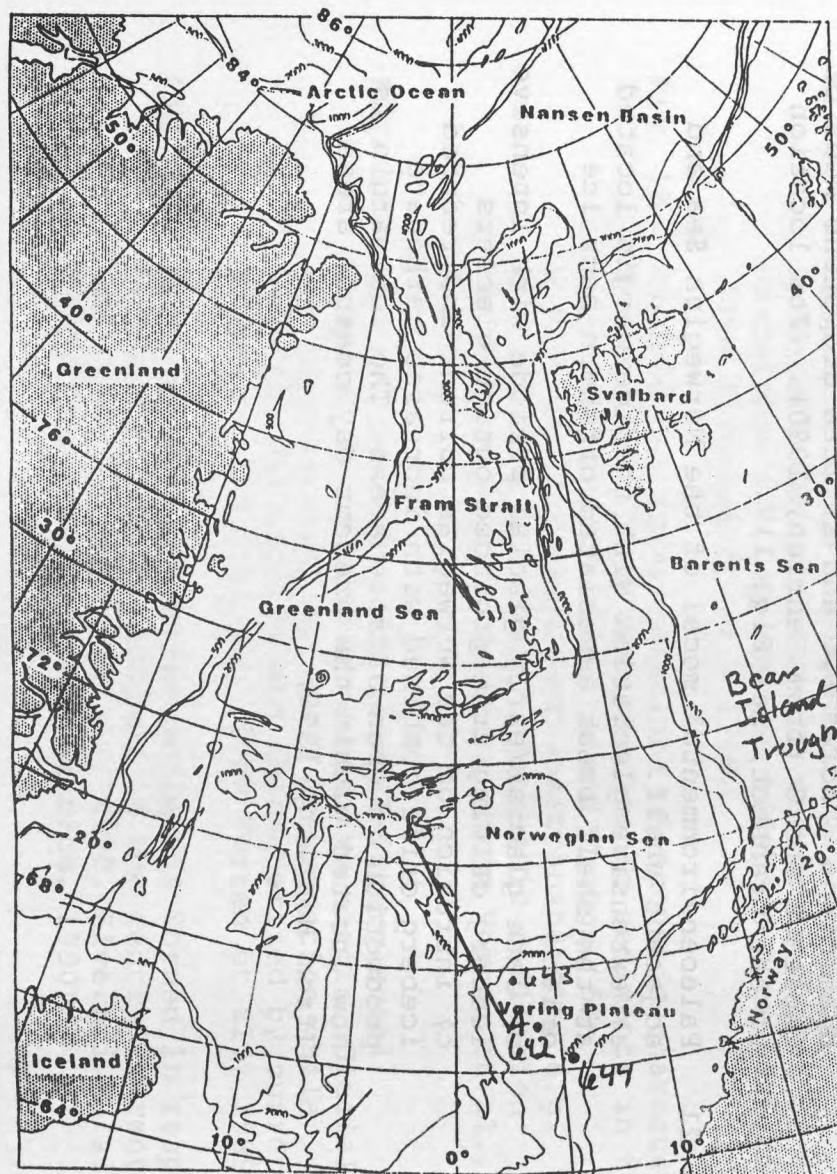


Fig. 1

SITE 646

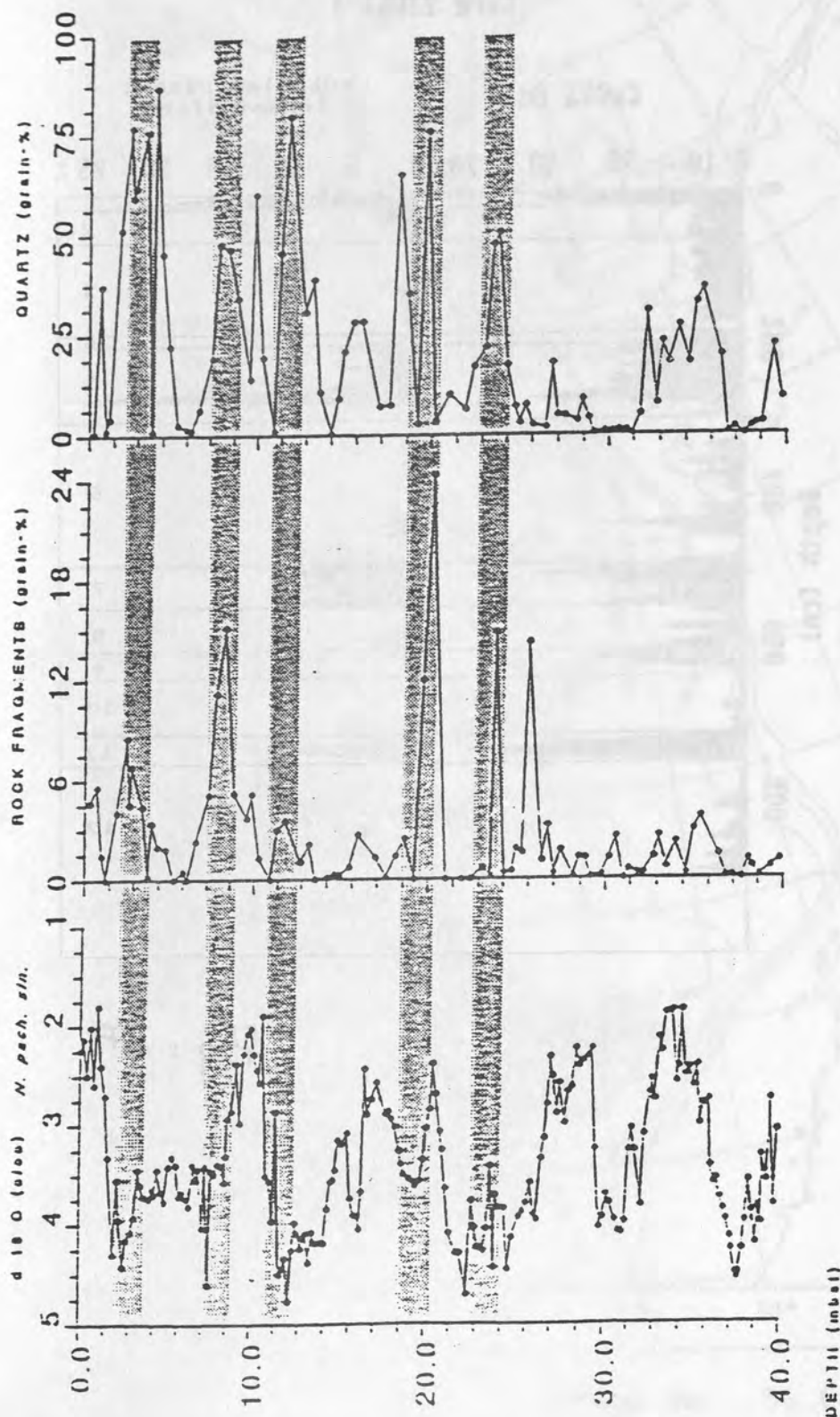


Fig. 2

Core 23063-3

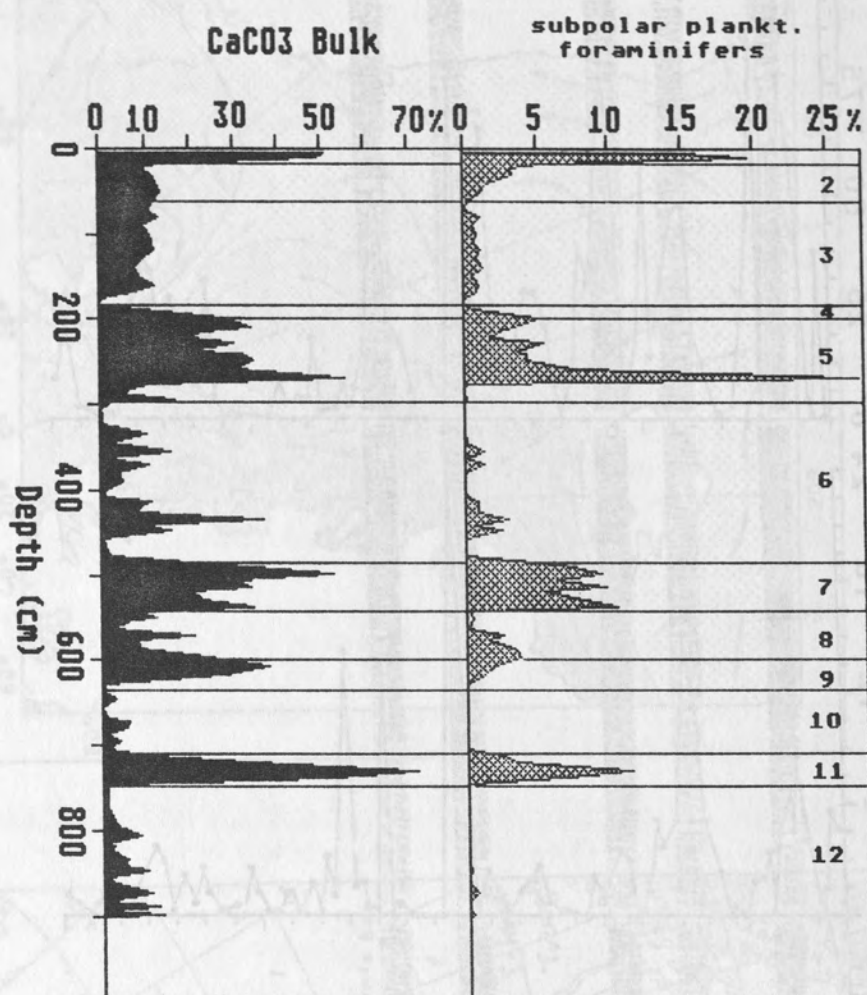
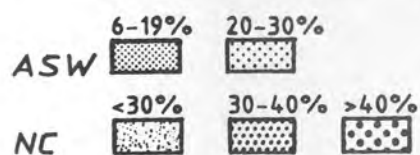
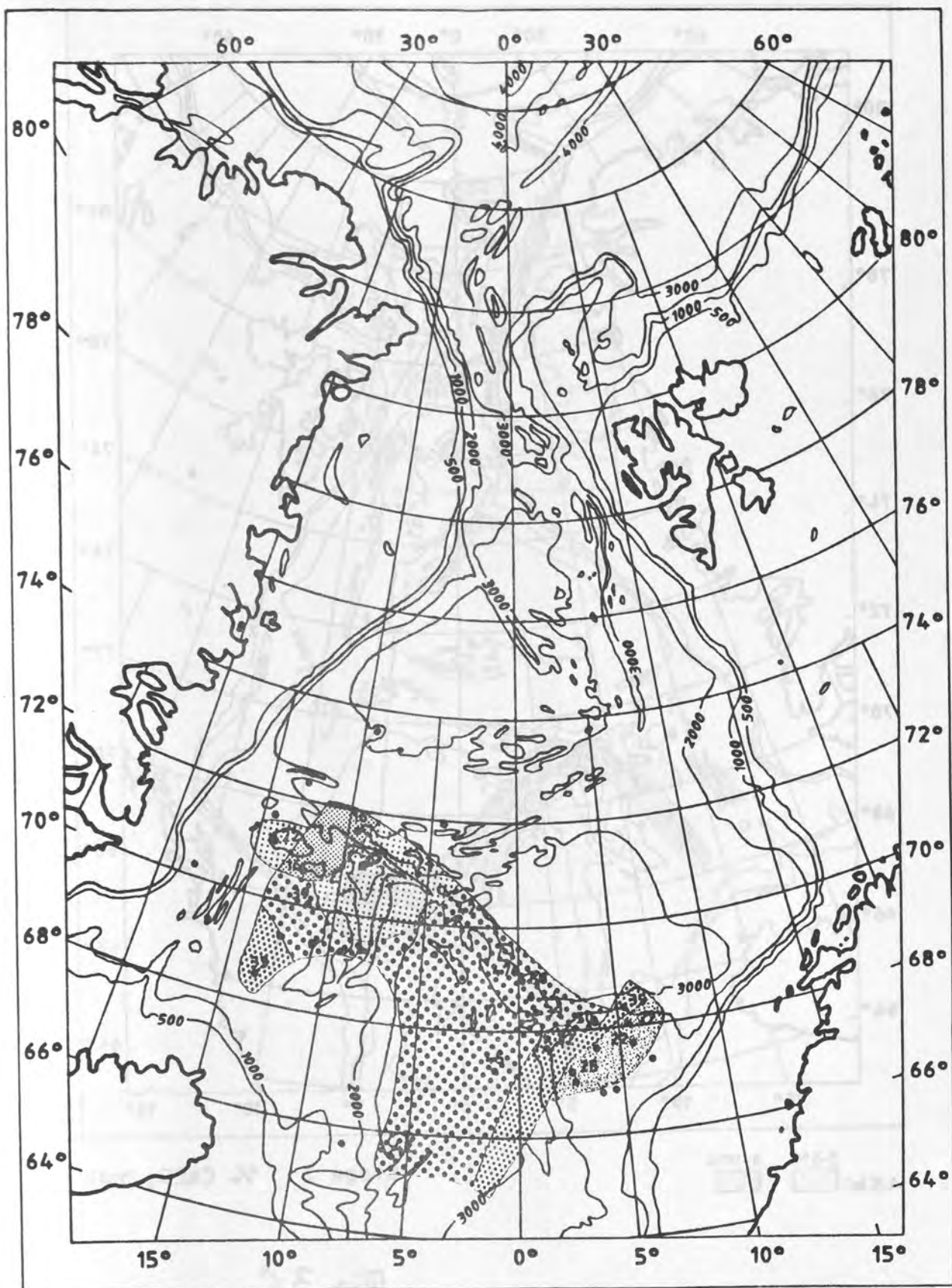
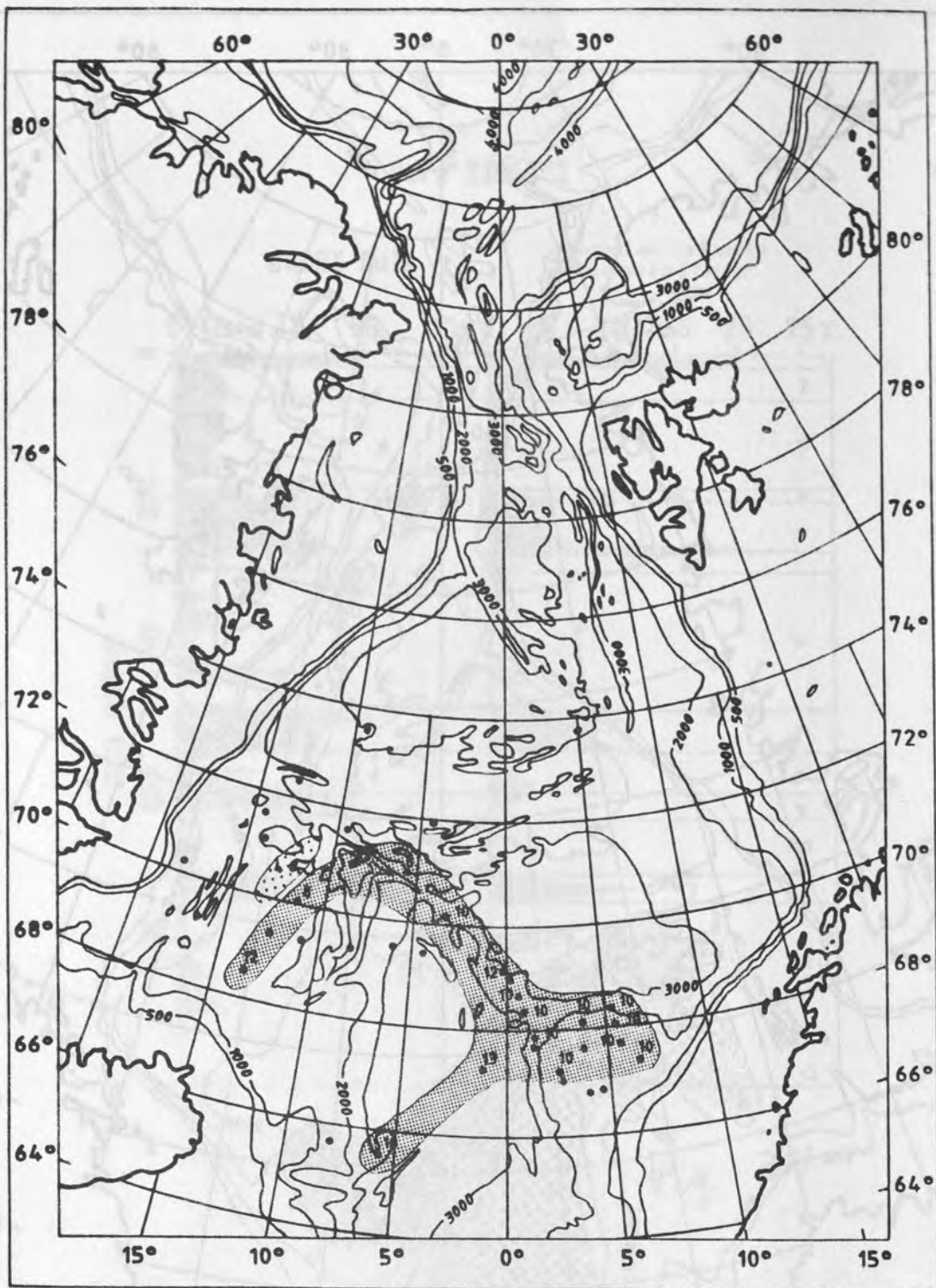


Fig.: 3H



Stage 5e % CaCO_3 bulk

Fig. 3B



ASW 3-5% 6-19%

Stage 2 % CaCO_3 bulk

Fig. 3 C

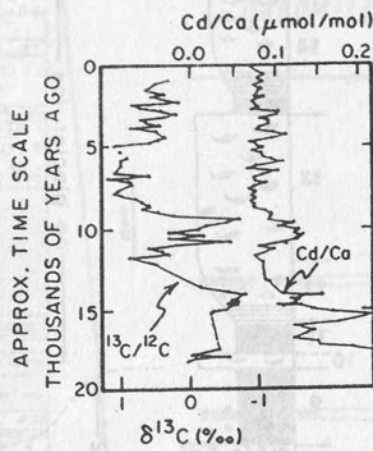


Fig. 4

Fig. 6

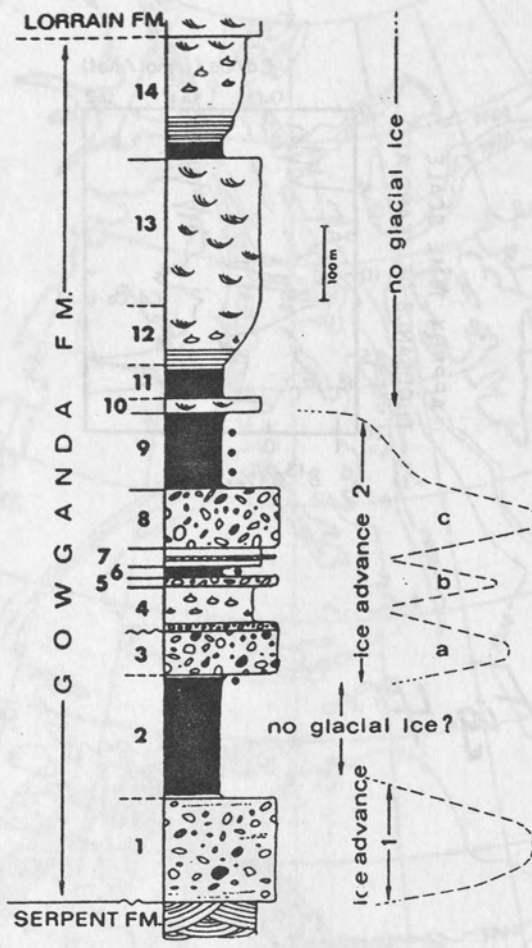


Fig. 5

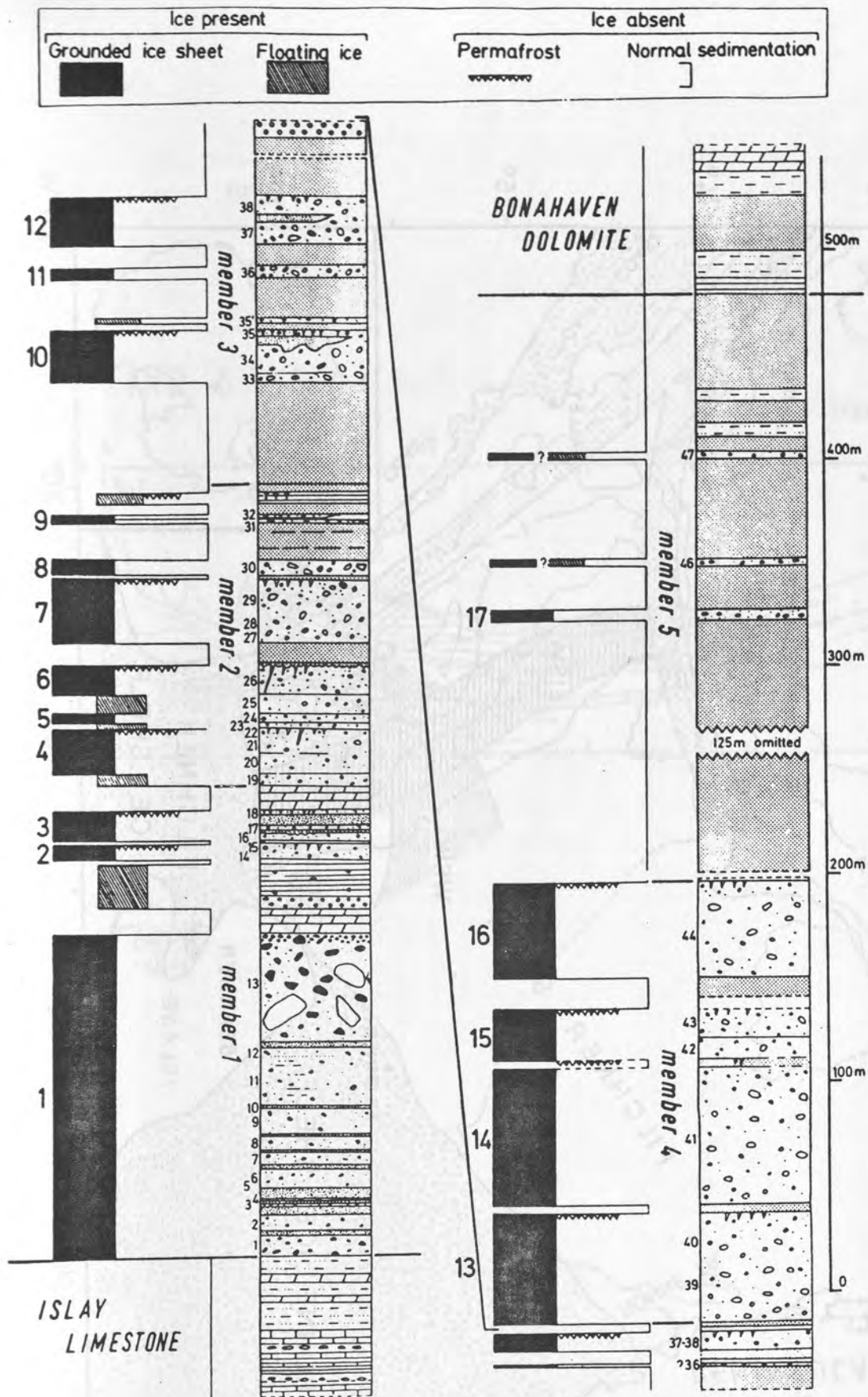
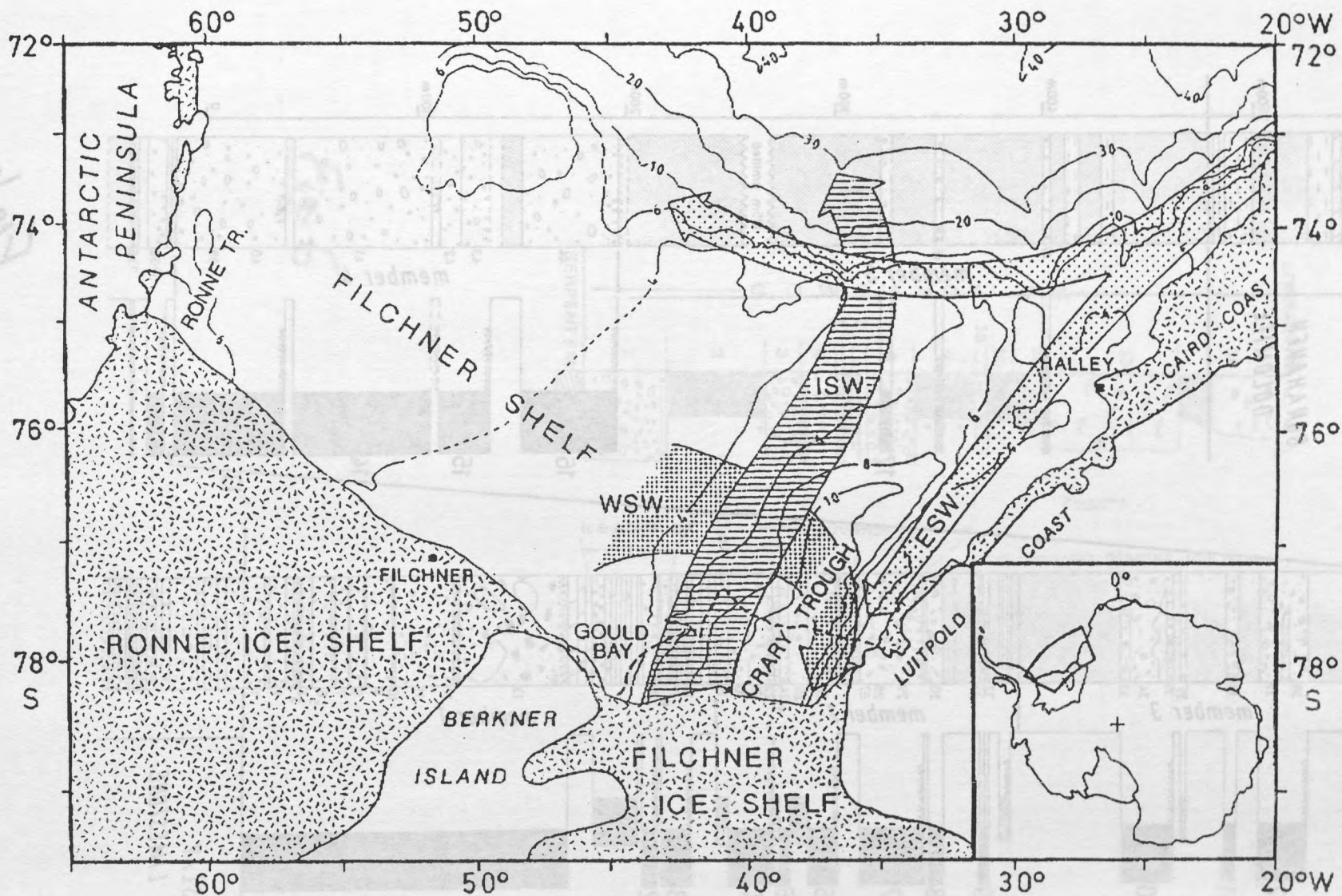


Fig. 6

Fig. 7



LINE 5-85

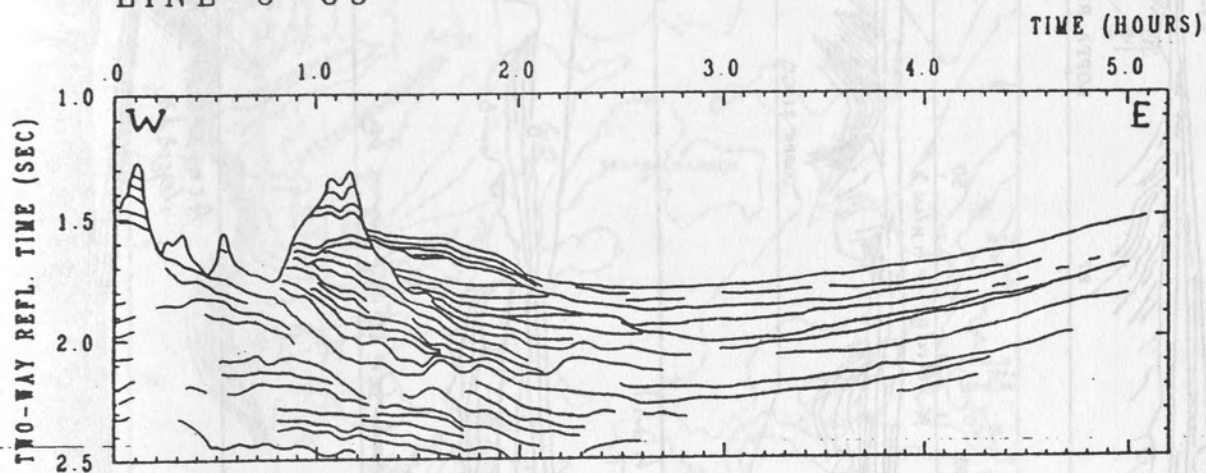


Fig. 8

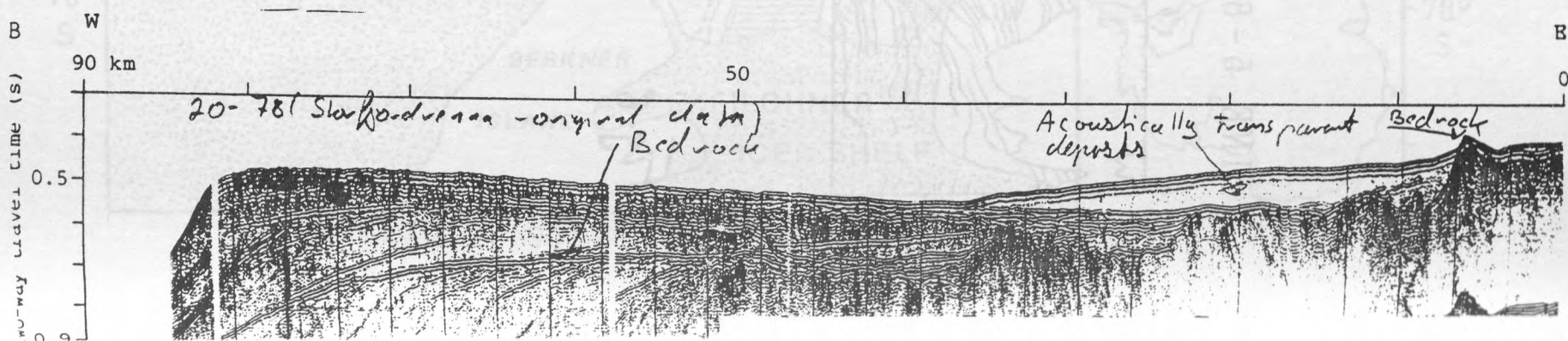
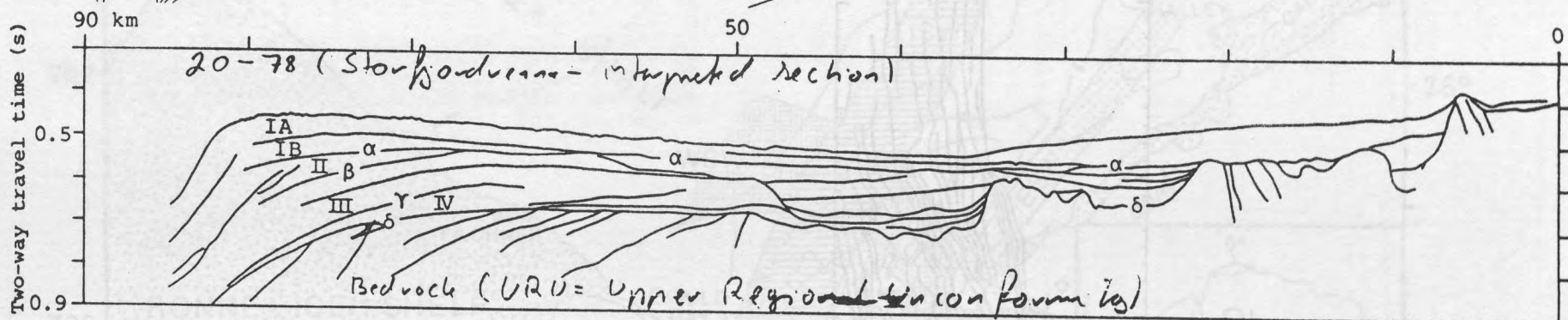
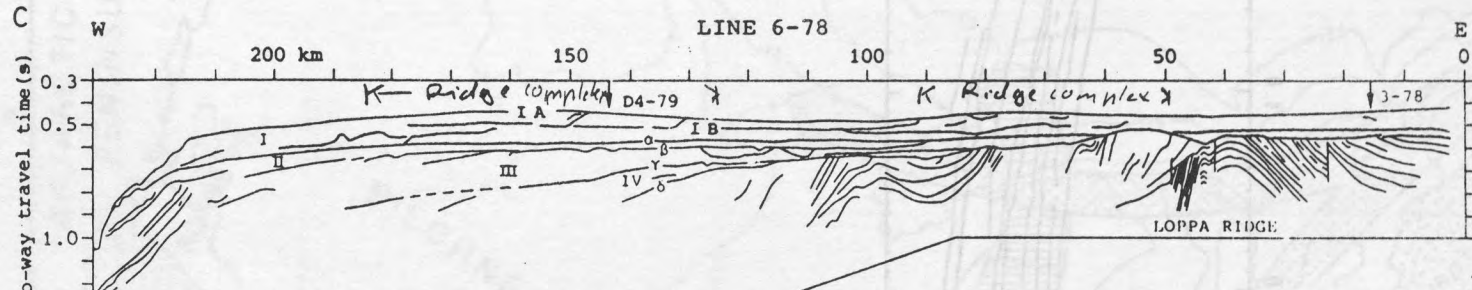
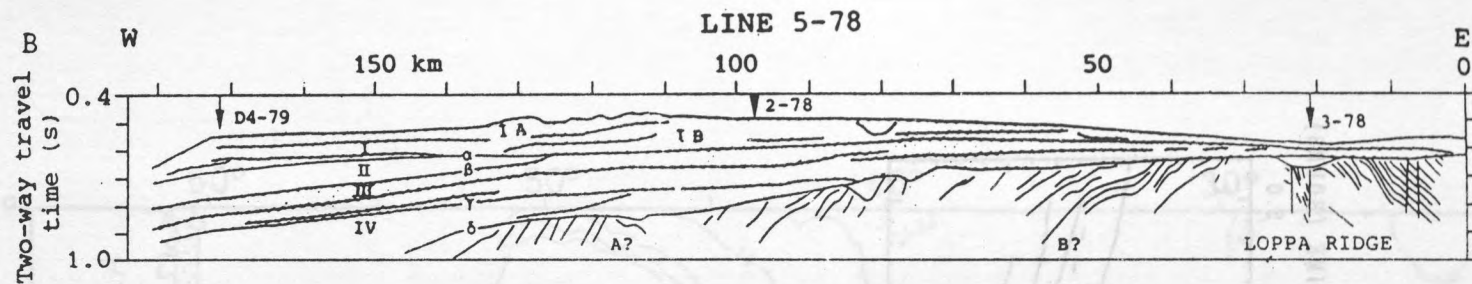


Fig. 9

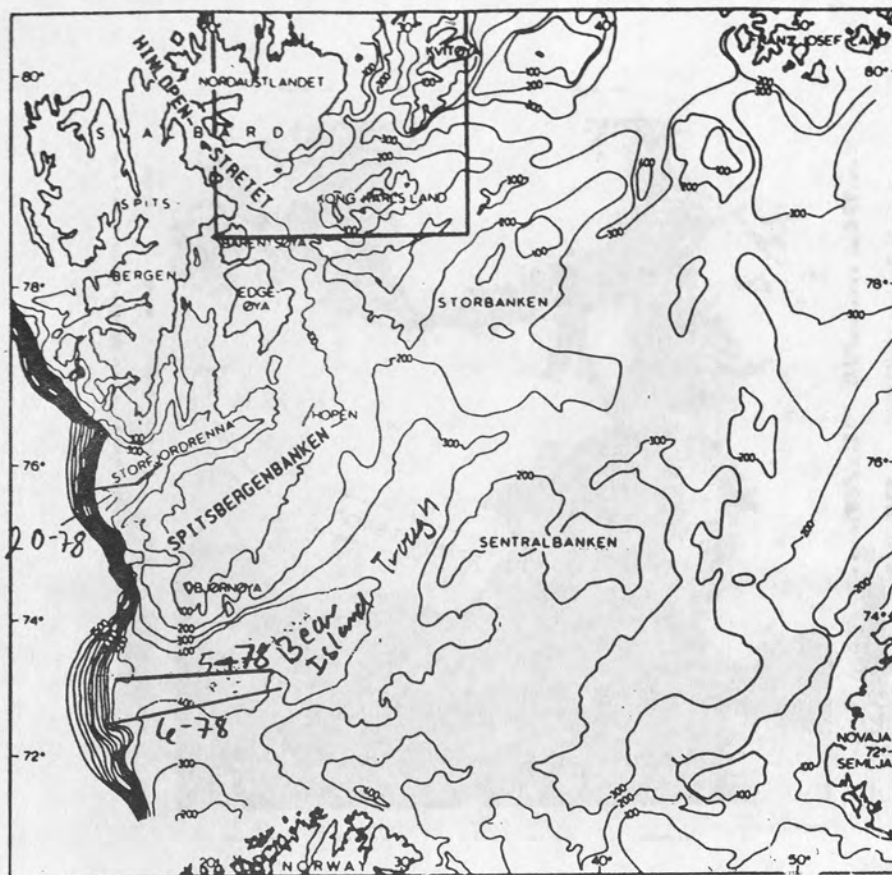


Fig. 10

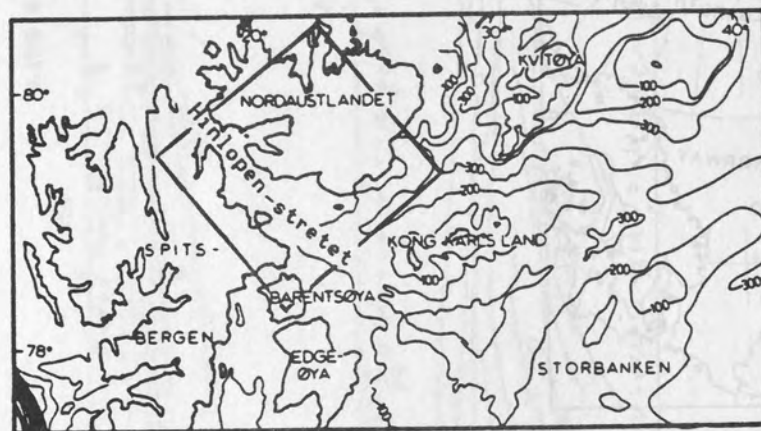
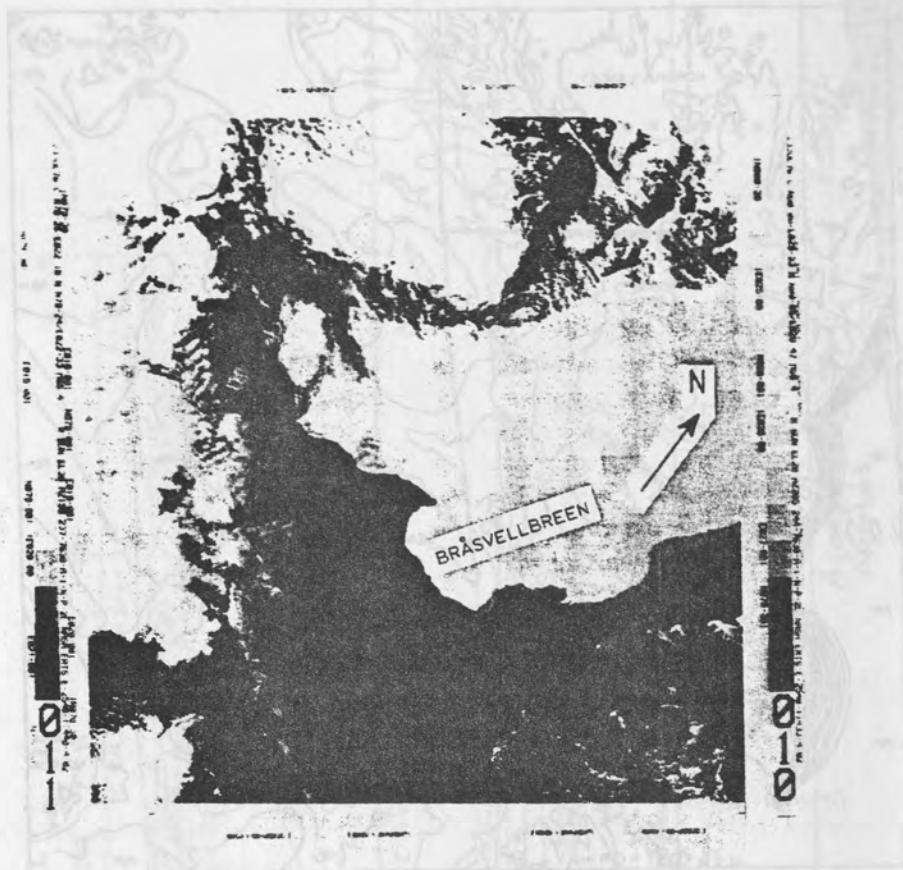


Fig. 11

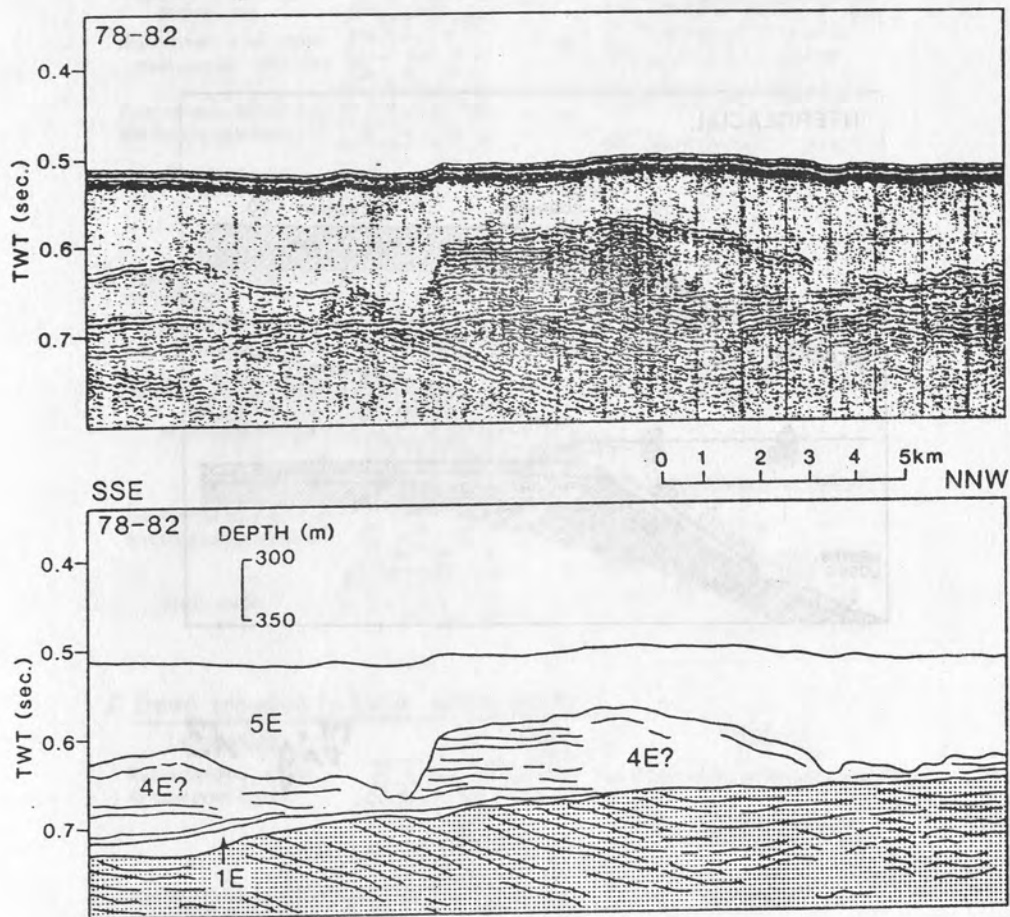


Fig. 12

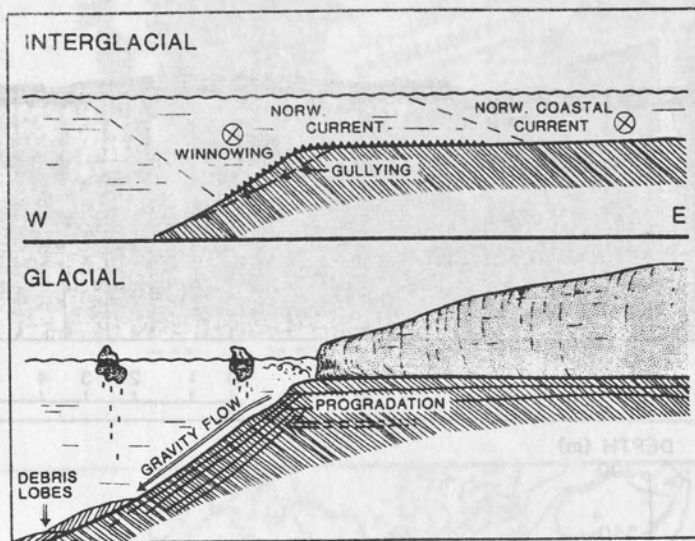
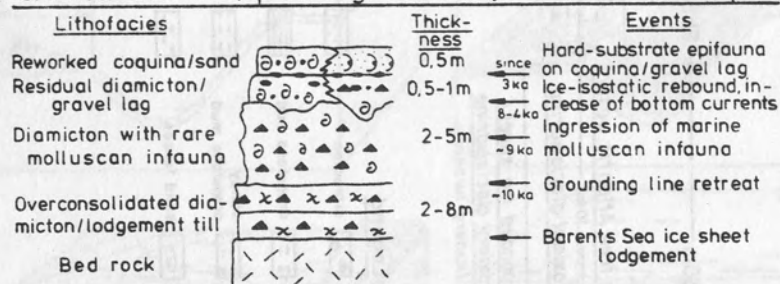
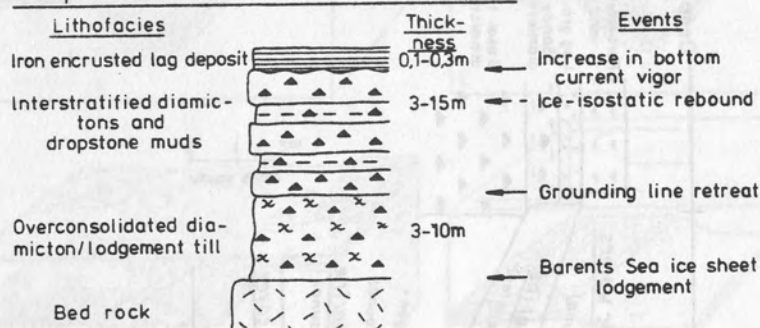


Fig. 13

A Shallow banks (Spitsbergenbanken, 30-80m water depth)



B Deep banks (200-300 m water depth)



C Deep troughs (>300m water depth)

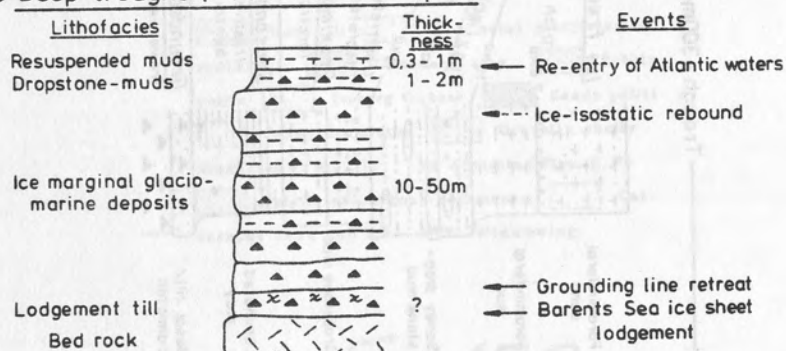


Fig. 14

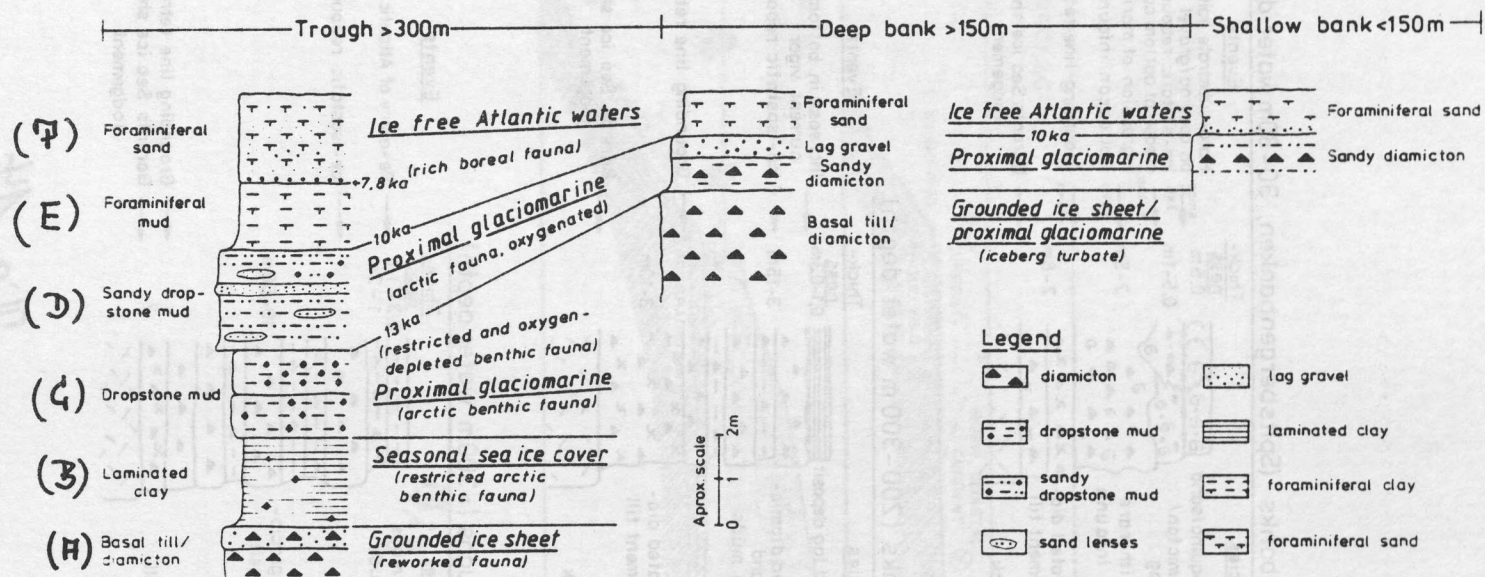


Fig. 15#

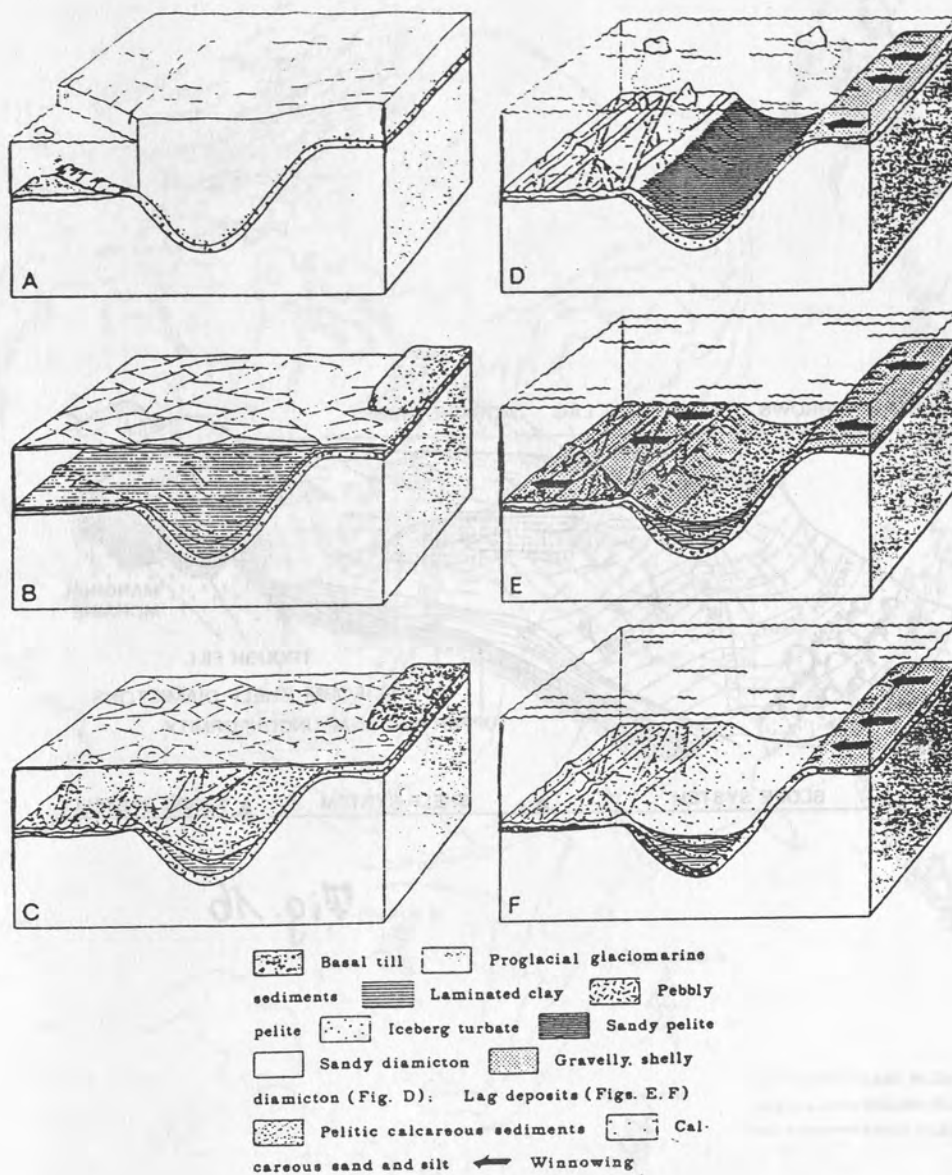


Fig. 15 B

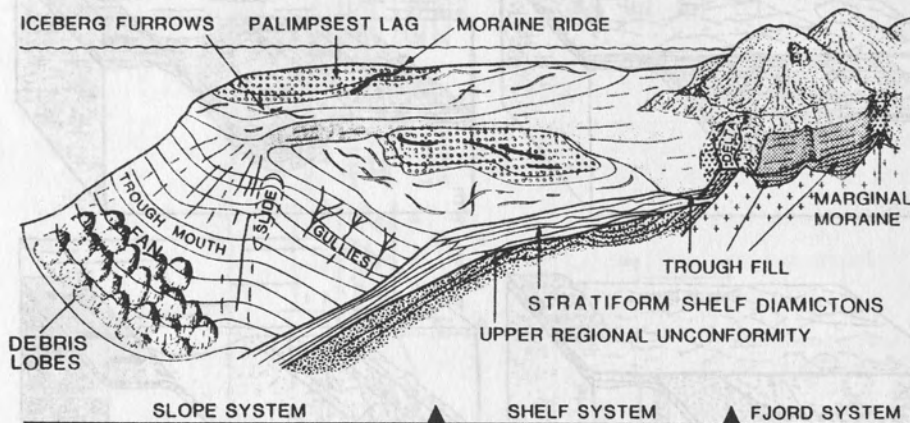


Fig. 16

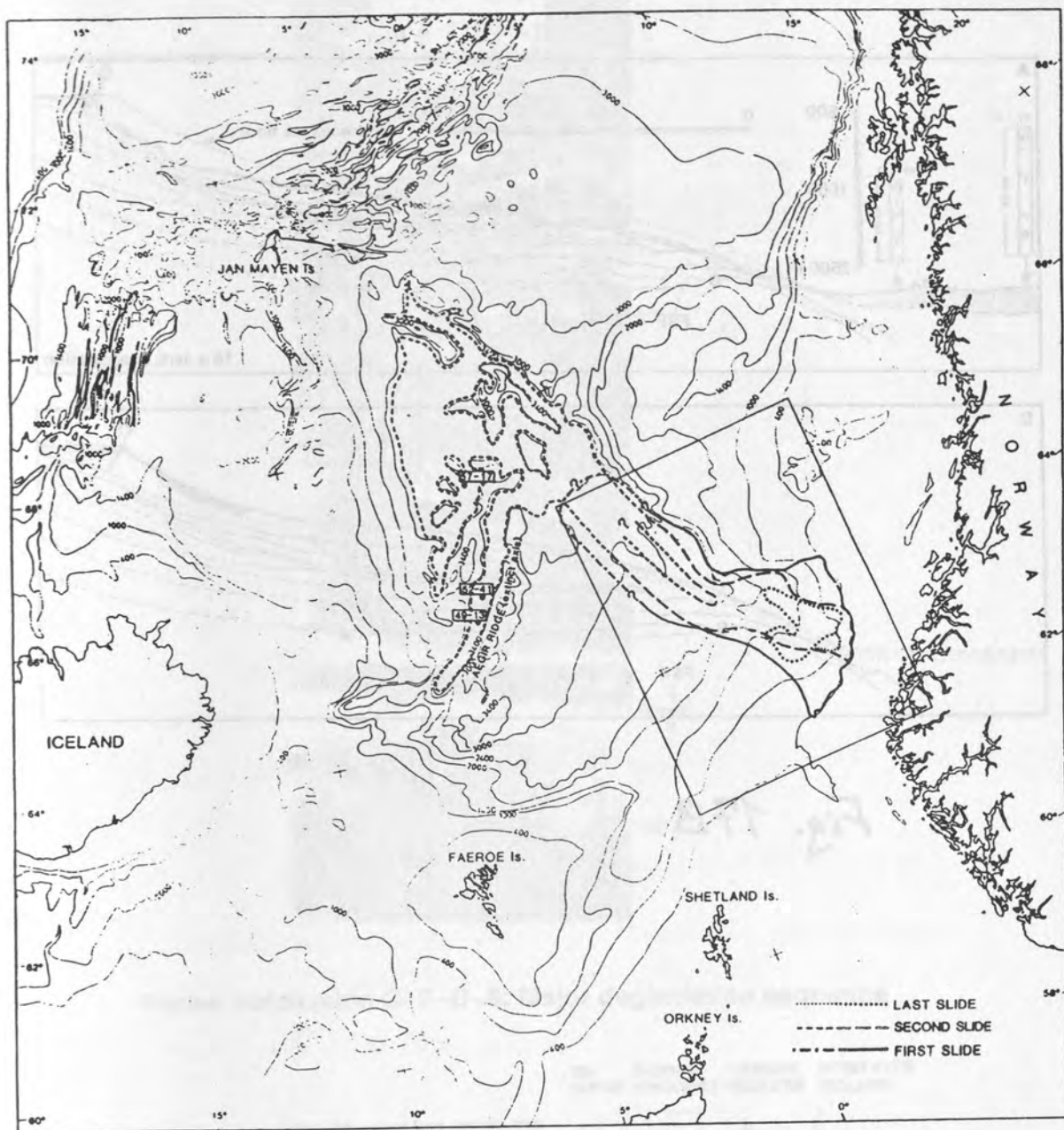


Fig. 17 (A)

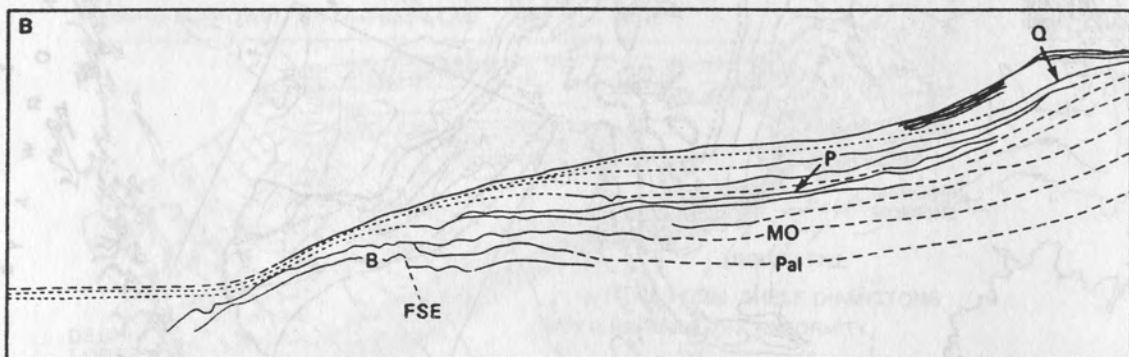
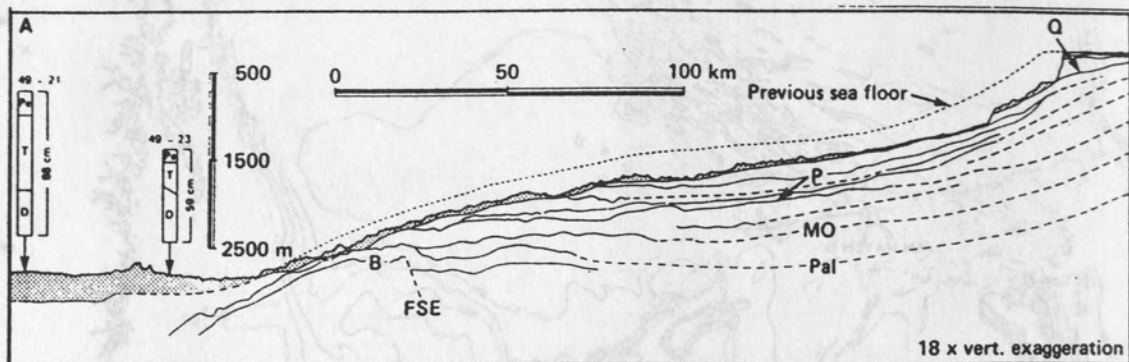
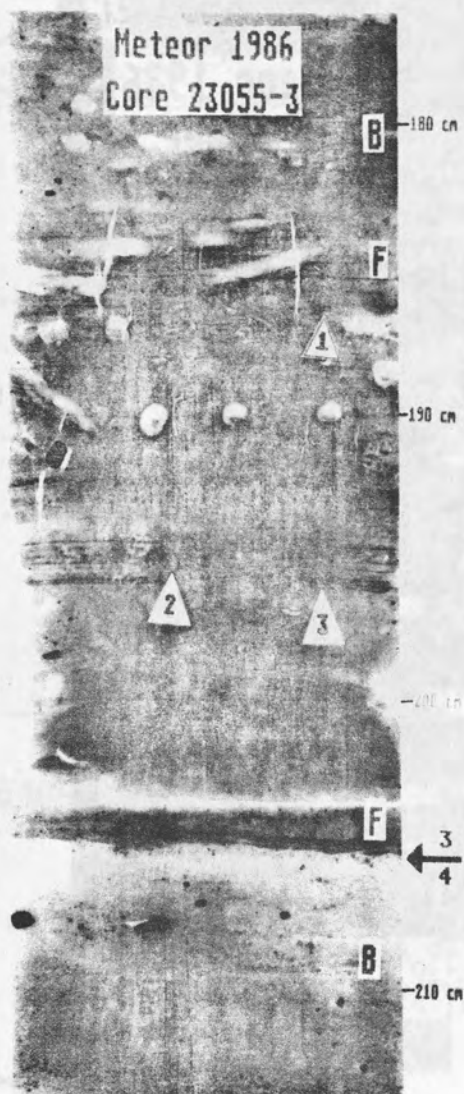
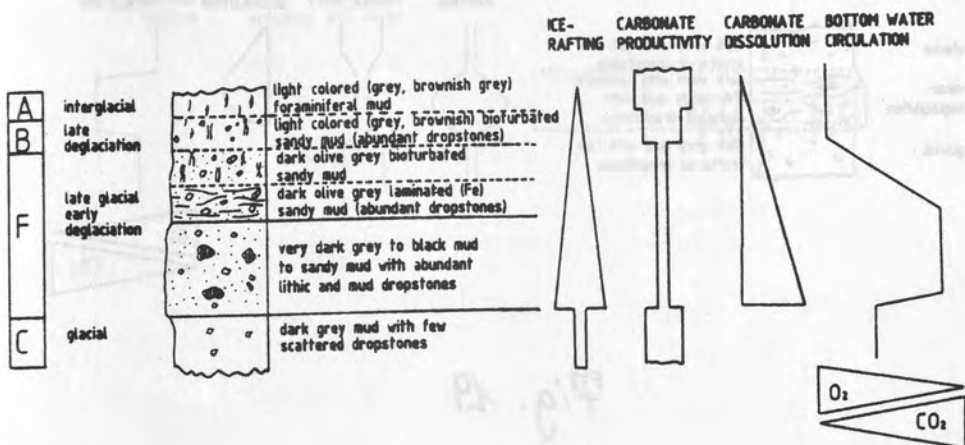


Fig. 17B



Facies succession C-F-B-A: Major deglaciation sequence





Facies succession C-E-C: Glacial period with continental ice sheet close to the shelf break

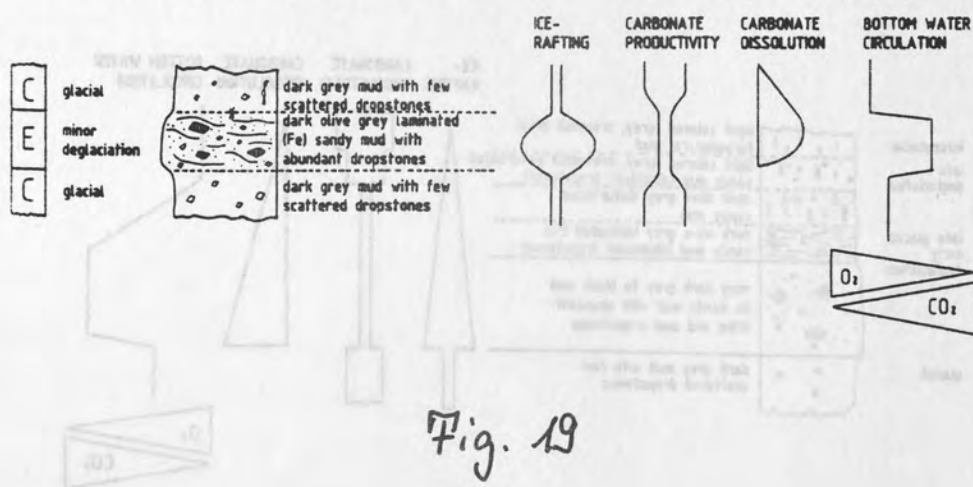


Fig. 19

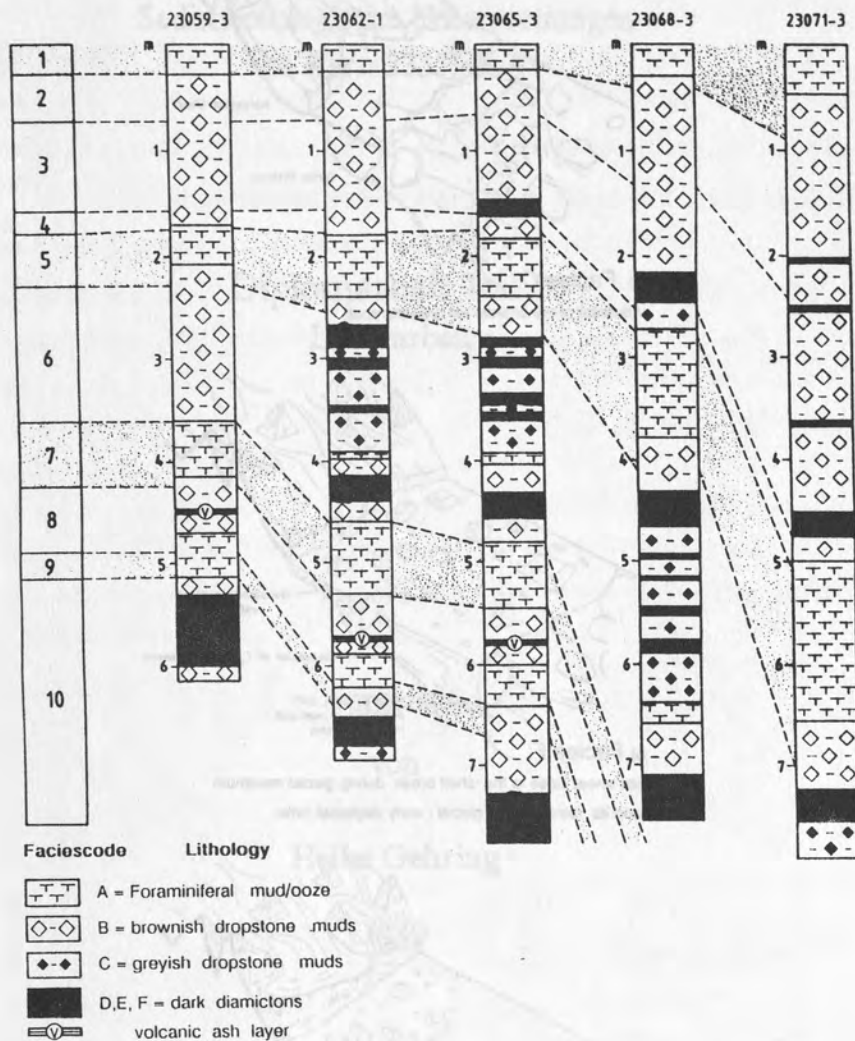
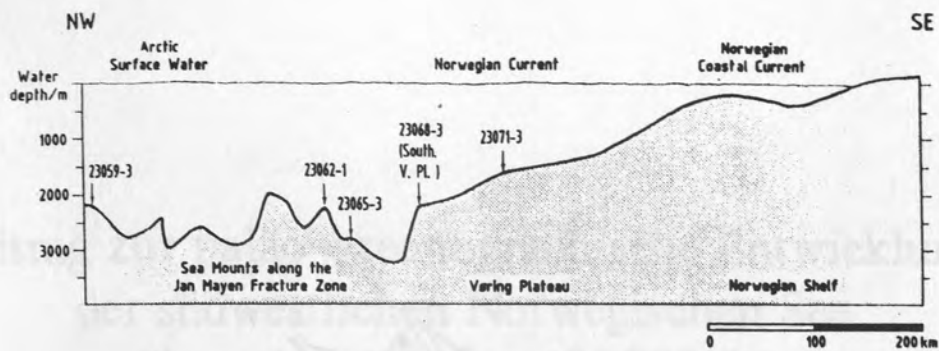
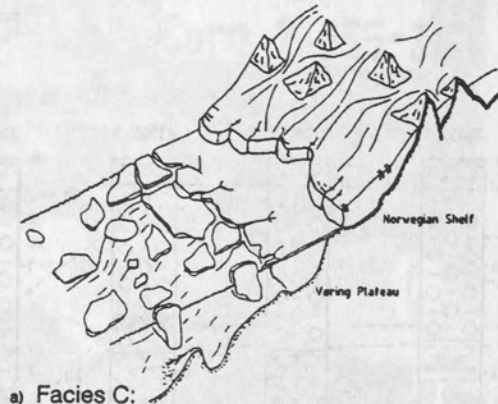
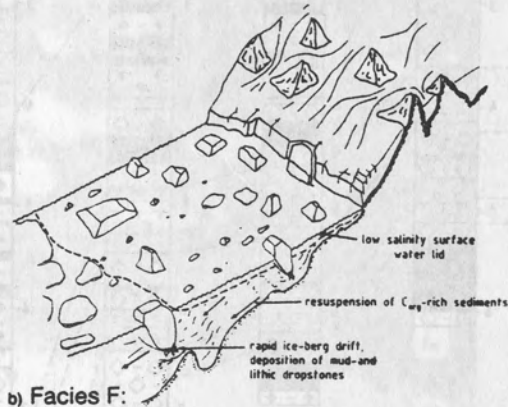


Fig. 20



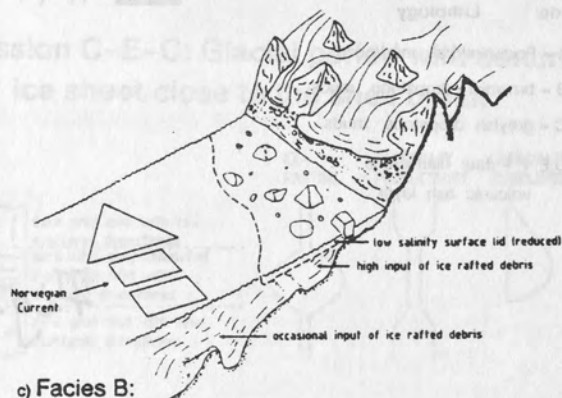
a) Facies C:

Advance of continental ice onto the shelf



b) Facies F:

Ice sheet close to the shelf break during glacial maximum and its retreat in late glacial / early deglacial time



c) Facies B:

Rapid deglaciation on the shelf and intrusion of Atlantic water

Fig. 21

Beitrag zur paläo-ozeanographische Entwicklung der südwestlichen Norwegischen See während der letzten 405 000 Jahre

Sedimentologische Untersuchungen
am Kern 23359-2/4

Diplomarbeit Teil 2

- Laborarbeit -

vorgelegt

von

Heike Gehring

1989

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel

6. ZUSAMMENFASSUNG

An einem kurzen und einem langen Sedimentkern aus der südwestlichen Norwegischen See (Meteorstation 583), die den Zeitraum der letzten 405 ka repräsentieren, wurden geochemische und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt, um die paläo-ozeanographische Entwicklung dieses Zeitabschnittes zu rekonstruieren.

Die angewandten Untersuchungen umfaßten Messungen des Kalziumkarbonatgehaltes, des Gehaltes an organischem Kohlenstoff und eine Grobfraktionsanalyse. Anhand der Analysenergebnisse konnten die am Kern beobachteten Lithologien bestimmten ozeanographischen Verhältnissen zugeordnet werden:

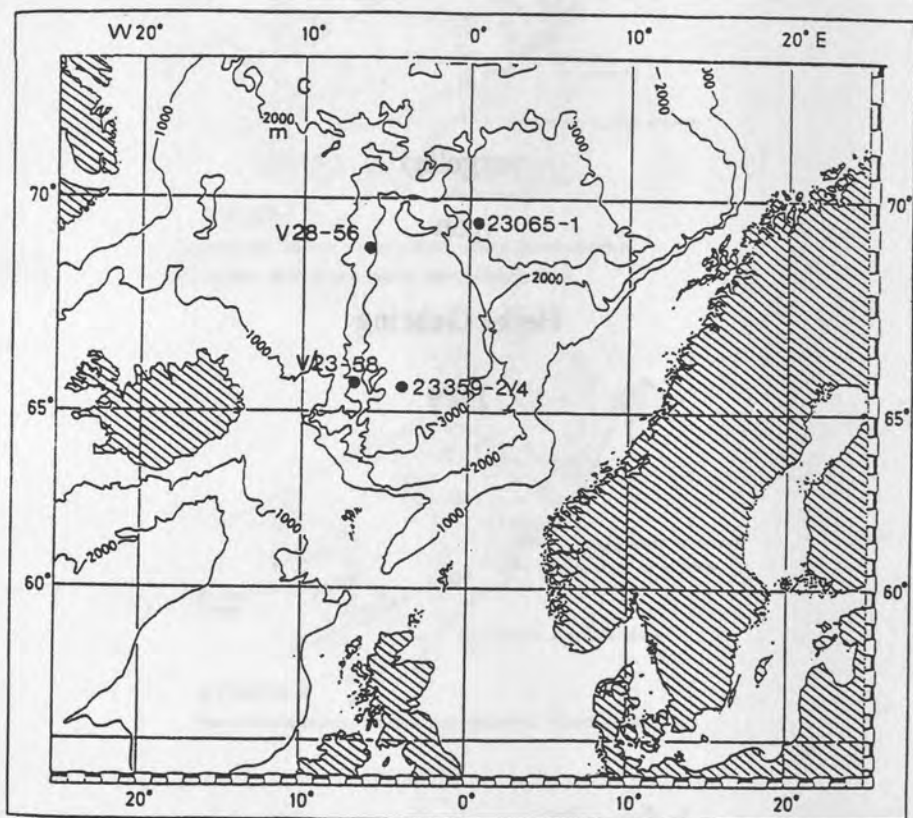


Abb.1: Positionen des untersuchten Kernmaterials (23359-2/4) und der in der Diskussion erwähnten Kerne (V 23-58; V 28-56; 23065-3).

Lithofazies α : Foraminiferen- und Foraminiferen-Nanno-Schlämme sind unter Bedingungen entstanden die durch Einstrom von warmen atlantischen Wassermassen charakterisiert sind.

Lithofazies β : sandig-siltige Schlämme wurden während der Glazialzeiten und am Übergang zu voll interglazialen Bedingungen abgelagert.

Lithofazies Γ : olivbraune sandig-siltige Schlämme, die reich an Eis-verdriftetem Material sind, repräsentieren ein verstärktes Abschmelzen von Eismassen während der Glazialzeiten.

Mit Hilfe der Isotopenstratigraphie ließen sich die Analyseergebnisse den einzelnen Isotopenstadien zuordnen. Die im Kern aufgeschlossenen Interglaziale und Glaziale zeigen eine deutliche Variabilität. Die Interglaziale 5, 7, 9 und 11 reflektieren unterschiedlich starken Einfluß von warmen atlantischen Wassermassen, wobei in Stadium 7 deutlich kühlere klimatische Bedingungen vorherrschten. Das Auftreten der planktonischen Foraminiferen zeigt, daß eine hohe Produktivität zeitlich verzögert erst nach einem Klimaoptimum erreicht wird.

Die Glaziale 4, 6, 8 und 10 zeigen deutliche Unterschiede im Eintrag von Eis-verdrifteten Material. Stadium 10 ist dabei durch den intensivsten, stark zyklischen Eintrag von Eisdrift-Material geprägt. Die Zusammensetzung des Eisdrift-Materials läßt für die Stadien 10, 8 und 6 auf eine Anlieferung aus dem Nord- und Ostseeraum schließen, womit eine nordgerichtete Strömung anzunehmen ist. Einfluß von atlantischen Wassermassen konnten an der Basis von Stadium 8 und 6 nachgewiesen werden.

Vergleiche mit Bearbeitungen aus der zentralen Norwegischen See ergaben eine Übereinstimmung der zeitlichen Abfolge unterschiedlicher Sedimentationsverhältnisse. Lediglich für Stadium 9 konnte ein Ost-West-Gradient des Einflusses atlantischer Wassermassen rekonstruiert werden. Während sich in den südlichen und westlichen Abschnitten der Norwegischen See der Einfluß von warmen atlantischen Wassermassen deutlich im Sediment abgebildet hat, werden in den östlich gelegenen Kernen des Vöring-Plateaus ähnliche Bedingungen erst im Stadium 8 erreicht.

Darüber hinaus zeigt der bearbeitete Kern einen durchweg geringeren Einfluß von Abschmelzphasen kontinentaler Eisschilde und hinsichtlich der Tiefenwasserverhältnisse keine längerfristige Sauerstoffverarmung.

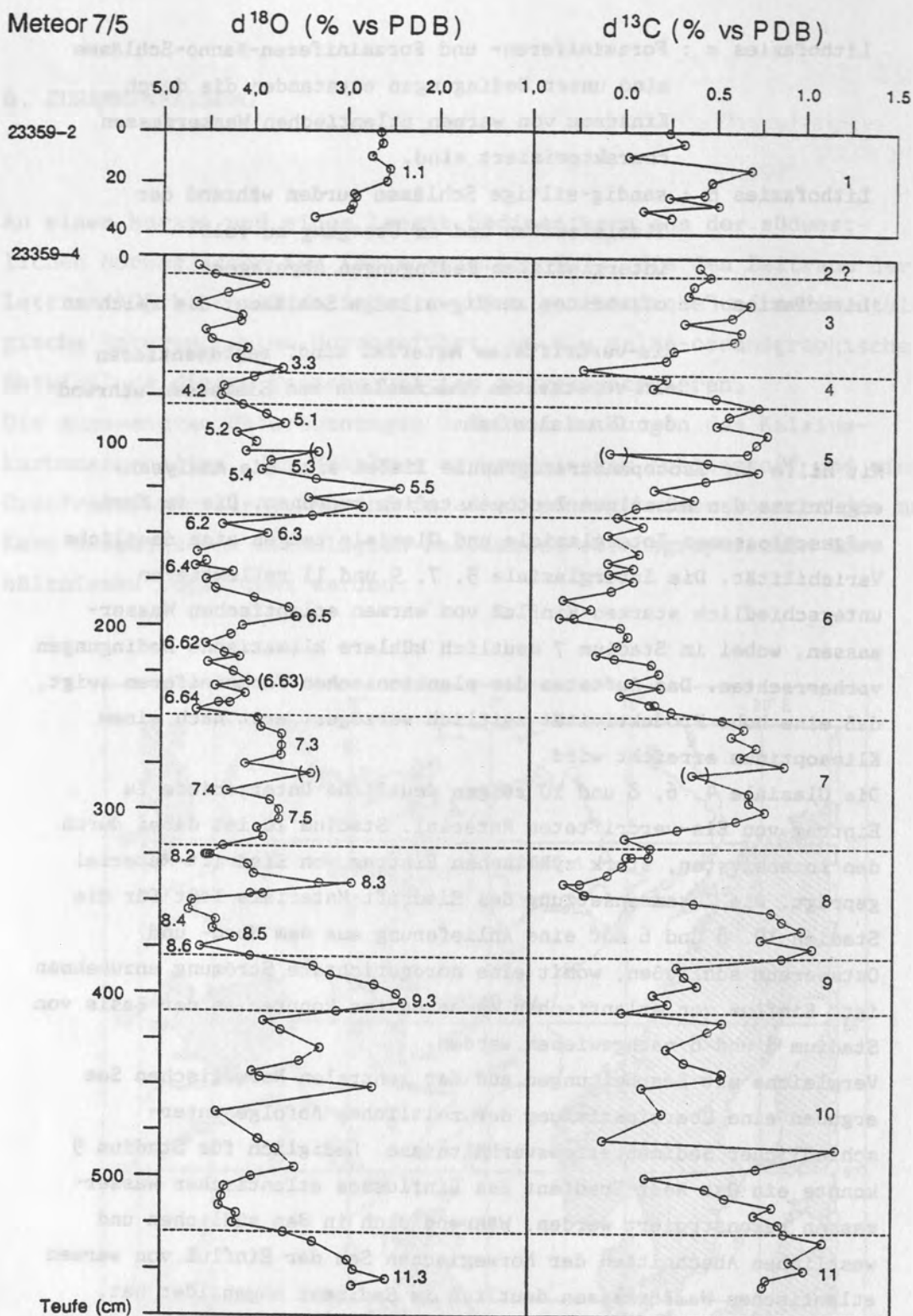


Abb.6: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ - Kurven für den GKG 23359-2 und KL 23359-4
Man beachte die zur besseren Auflösung gestreckte Teufen-
Skala des GKG.

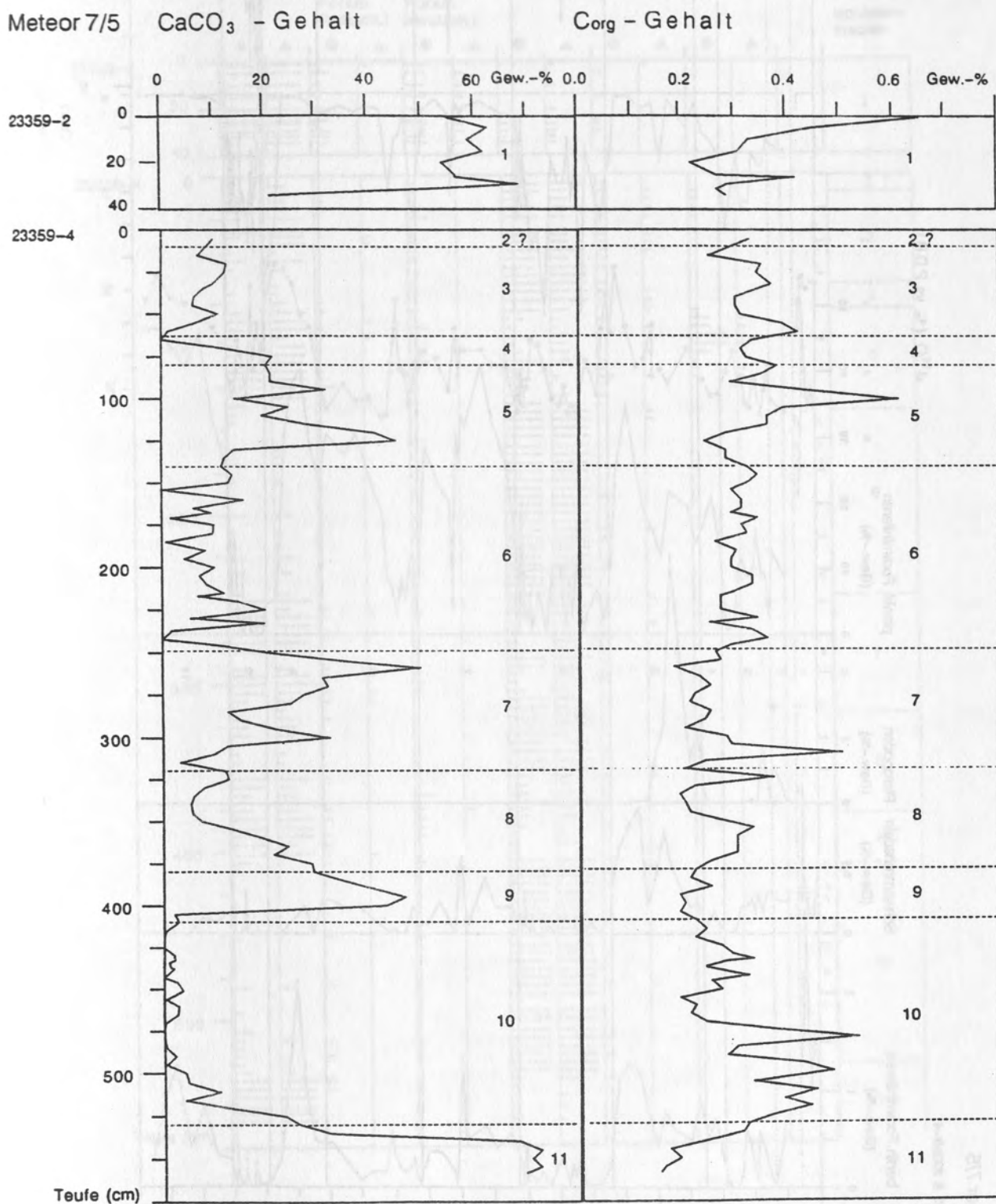


Abb.8: CaCO_3 -Gehalte und C_{org} -Gehalte des GKG 23359-2 und KL 23359-4.

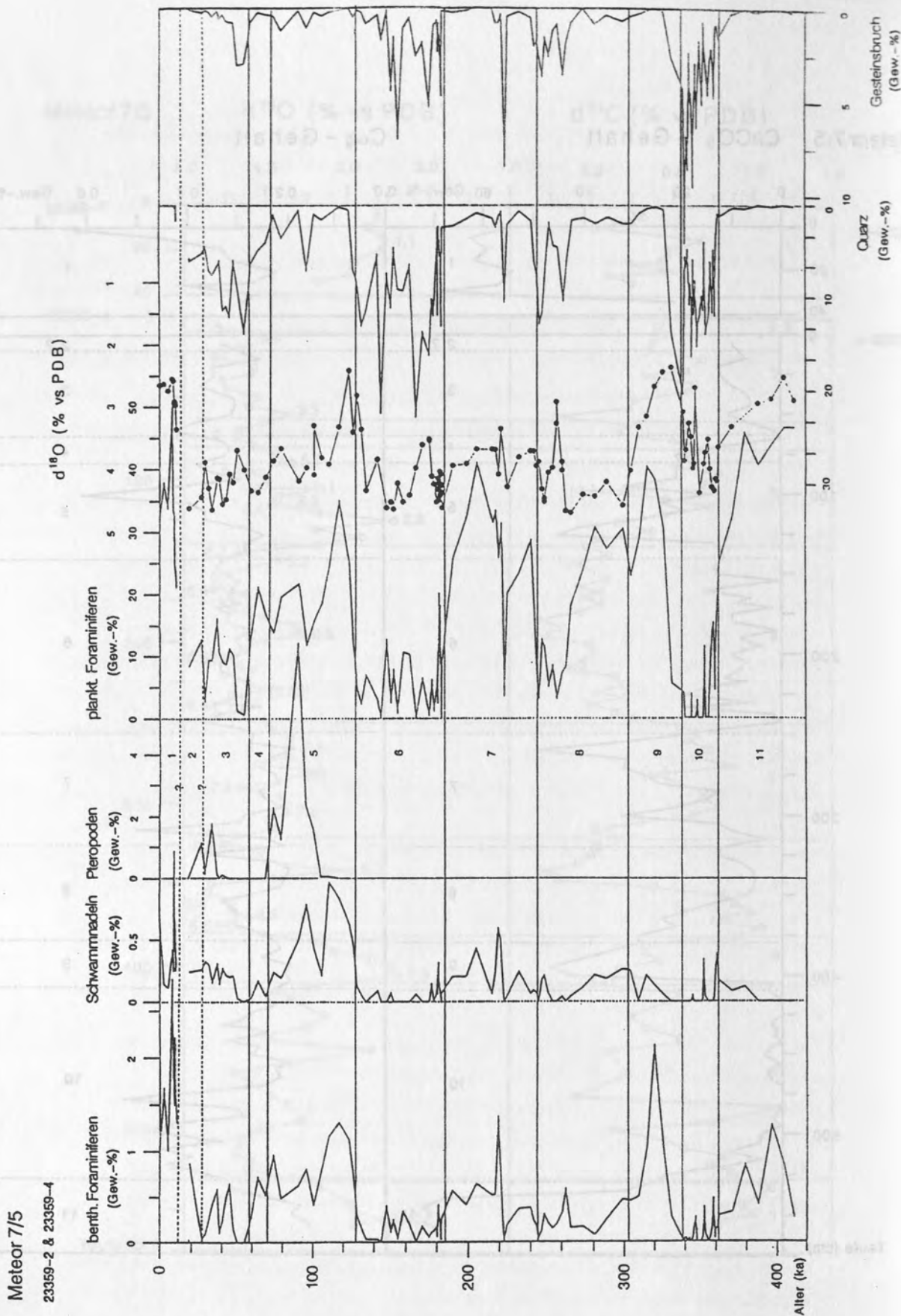


Abb.13: Fluktuationen der wichtigsten biogenen und terrigenen Komponenten mit der Zeit.

Meteor 7/5

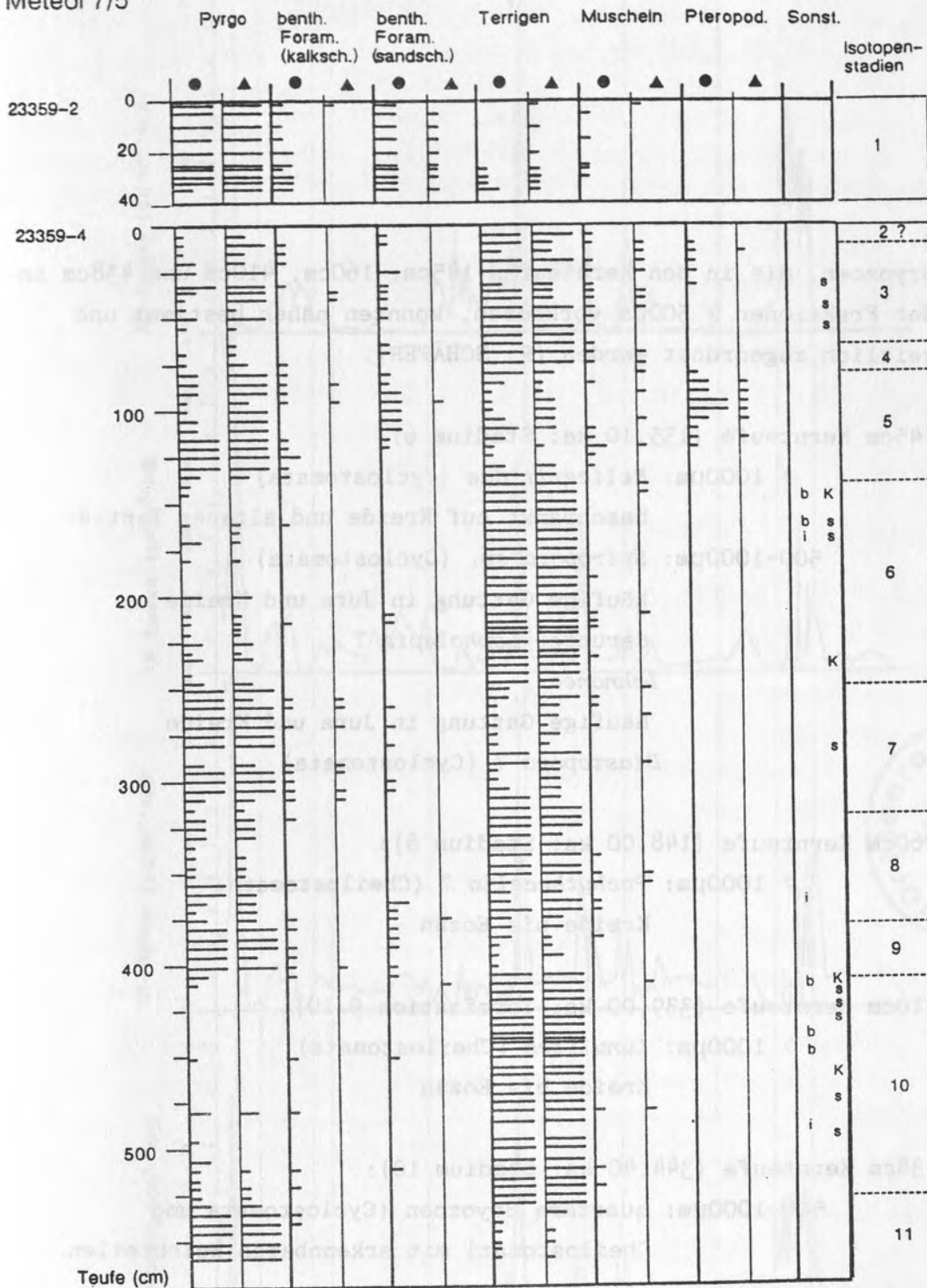


Abb.12: Halbquantitative Komponentenanalyse der Fraktionen 500-1000 μ m (●) und > 1000 μ m (▲).
i= Inoceramenprisma, b= Bryozoen, K= Kreidepartikel, s= helle Silte.

Bryozoen, die in den Kernteufen 145cm, 160cm, 410cm und 438cm in den Fraktionen > 500µm vorkommen, konnten näher bestimmt und zeitlich zugeordnet werden (P. SCHÄFER).

145cm Kernteufe (135,10 ka; Stadium 6):

> 1000µm: *Meliceritidae* (Cyclostomata)

beschränkt auf Kreide und älteres Tertiär

500-1000µm: *Spiropora* sp. (Cyclostomata)

häufige Gattung in Jura und Kreide

darunter *Lopholepis* ?

Ichnonea

häufige Gattung in Jura und Kreide

Diastopora ? (Cyclostomata)

160cm Kernteufe (148,00 ka; Stadium 6):

> 1000µm: *Pachythecella* ? (Cheilostomata)

Kreide bis Eozän

410cm Kernteufe (339,00 ka; Termination 9/10):

> 1000µm: *Lunulites* (Cheilostomata)

Kreide bis Eozän

438cm Kernteufe (344,40 ka; Stadium 10):

500-1000µm: quartäre Bryozoen (Cyclostomata und

Cheilostomat) mit erkennbaren Weichteilen

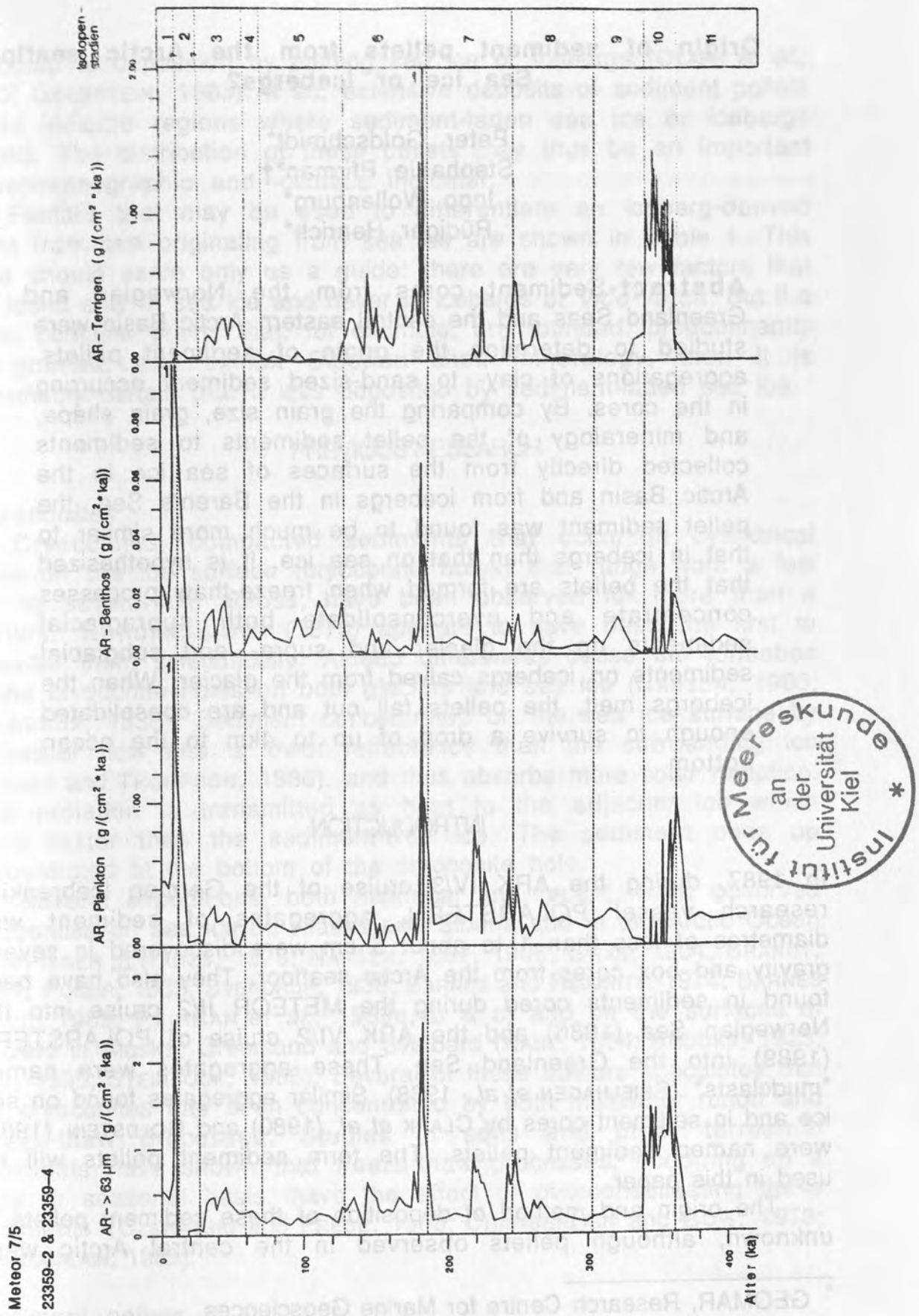


Abb.17: Akkumulationsraten der Grobfraktion sowie deren wichtigsten biogenen und terrigenen Komponenten.

Origin of sediment pellets from the Arctic seafloor: Sea ice or icebergs?

Peter Goldschmidt*
Stephanie Pfirman*†
Ingo Wollenburg*
Rüdiger Henrich*

Abstract-Sediment cores from the Norwegian and Greenland Seas and the central eastern Arctic Basin were studied to determine the origin of sediment pellets, aggregations of clay- to sand-sized sediment occurring in the cores. By comparing the grain size, grain shape, and mineralogy of the pellet sediments to sediments collected directly from the surfaces of sea ice in the Arctic Basin and from icebergs in the Barents Sea, the pellet sediment was found to be much more similar to that in icebergs than that on sea ice. It is hypothesized that the pellets are formed when freeze-thaw processes concentrate and overconsolidate both supraglacial sediments on the glacier and supra- and subglacial sediments on icebergs calved from the glacier. When the icebergs melt, the pellets fall out and are consolidated enough to survive a drop of up to 4km to the ocean bottom.

INTRODUCTION

In 1987, during the ARK IV/3 cruise of the German icebreaking research vessel POLARSTERN, aggregates of sediment with diameters of less than 1 to about 5 cm were discovered in several gravity and box cores from the Arctic seafloor. They also have been found in sediments cored during the METEOR II/2 cruise into the Norwegian Sea (1986) and the ARK VI/2 cruise of POLARSTERN (1989) into the Greenland Sea. These aggregates were named "mudclasts" (SPIELHAGEN *et al.*, 1988). Similar aggregates found on sea ice and in sediment cores by CLARK *et al.* (1980) and GOLDSTEIN (1983) were named sediment pellets. The term sediment pellets will be used in this paper.

The origin and method of deposition of these sediment pellets is unknown, although pellets observed in the central Arctic were

* GEOMAR, Research Centre for Marine Geosciences,
Wischhofstrasse 1-3, Geb. 4, 2300 Kiel 14, F.R.G.

† Present address: Lamont-Doherty Geological Observatory,
Palisades, NY, 10904, U.S.A.

attributed to deposition by melting sea ice or icebergs (CLARK *et al.*, 1980; GOLDSTEIN, 1983). If so, extensive deposits of sediment pellets would indicate regions where sediment-laden sea ice or icebergs melted. The distribution of these pellets may thus be an important palaeoceanographic and -climatic indicator.

Factors that may be used to differentiate an iceberg-derived pellet from one originating from sea ice are shown in Table 1. This table should serve only as a guide: there are very few factors that are found only in sea ice and never in icebergs or *vice-versa*. But if a pellet contains grains that, for example, are rounded, predominantly fine-grained, and exhibit Siberian shelf mineralogy, then it is reasonably certain that it was deposited by sediment-laden sea ice.

PREVIOUS RESEARCH

Cryoconites

Cryoconites, compacted sediments that occur in cylindrical holes on the ice surface (cryoconite holes) that range from a few mm to several cm across, have been observed for more than a century. NORDENSKJÖLD (1870) appears to have been the first to describe them scientifically. Albedo differences cause the formation of the cryoconite holes on both glaciers and sea ice (NANSEN, 1906; SVERDRUP, 1938). Sediment concentrated on the sea ice surface by meltwater flow has a lower reflectance than the surrounding ice (LEDLEY and THOMPSON, 1986), and thus absorbs more solar radiation. This radiation is transmitted as heat to the adjacent ice which melts faster than the sediment-free ice. The sediment ends up concentrated at the bottom of the cryoconite hole.

Several expeditions, both historical and recent, have observed cryoconites on sea ice off Alaska and Siberia and in the Arctic Ocean (COPPINGER *in* NARES, 1878; NANSEN, 1897, 1906; GRAN, 1904; BRANDT, 1931; POSER, 1933; SVERDRUP, 1938; BARNES and REIMNITZ, 1974; BARNES *et al.*, 1988; PFIRMAN *et al.*, 1989a, b & c) and on the surfaces of glaciers in Alaska, Greenland and Svalbard (KANE, 1854; BROOKS, 1923; RAY, 1935; STEINBÖCK, 1936). Several of these authors speculated that the cryoconites had been concentrated by both meltwater runoff and freeze-thaw processes. Studies in soils and other terrestrial sediments have shown that freeze-thaw processes, occurring on a daily or seasonal basis, have the effect of overconsolidating these sediments (CZERATSKI and FRESE, 1958; CHAMBERLAIN and GOW, 1978; CHAMBERLAIN, 1989).

Sediment pellets

If they are deposited by icebergs, sediment pellets represent an accumulation of the fine-grained sediment quarried by a glacier and then rafted by a berg. OVENSINE (1970), during a study of both modern

sediments in Alaska and Precambrian rocks in Canada, found 2-3mm-sized pellets in both areas. He states that the pellets were originally accumulations of sediment between ice crystals. He also observed pellets forming between shear planes in the glacier. Since the Canadian rocks are of known glacial origin, OVENSINE postulated that the pellets could be a valuable indicator differentiating sea ice- and iceberg-deposited sediments. CLARK *et al.* (1980), MINICUCCI and CLARK (1983) and GOLDSTEIN (1983) observed mm-sized mud pellets in deep-sea sediment cores from the Arctic Ocean. CLARK *et al.* and MINICUCCI and CLARK attributed a glacial origin to their pellets, while GOLDSTEIN believed that silty pellets have a sea ice origin and sandy pellets come from either sea ice or icebergs. Sediment pellets found in the Norwegian Sea (HENRICH *et al.*, 1989) were named mud-dropstones and were assumed, due to their association with normal dropstones and other sea ice- and iceberg-derived glacial sediments, to be deposited by icebergs.

If deposited by sea ice, the following scenario would occur (Fig. 1): 1) Sediment incorporated in a shallow marine area "travels" up through the multi-year ice column as the surface undergoes summer melting and ice freezes to the bottom in winter. 2) Upon reaching the surface, meltwater drainage coalesces the sediment into small aggregates. 3) An aggregate, having a lower albedo than the surrounding ice, absorbs solar radiation and transfers it to the immediately surrounding ice. 4) What forms is a cryoconite hole, a "well" in the ice (Fig. 2). 5) The sediment aggregate undergoes several freeze-thaw cycles which consolidate the sediment. 6) When the ice floe melts, the cryoconites fall to the bottom of the sea, possibly forming sediment pellets.

Sediment aggregations, other than those observed on the surfaces of sea ice and icebergs, are rarely seen before they have been deposited on the seafloor. SYVITSKI and MURRAY (1981) observed 10-35 μ clay pellets in a river entering a fjord in British Columbia. The sediment pellets discussed in this paper are much larger, in the millimetre/centimetre size range; thus the river pellets are not related to the ice-derived sediment pellets. It is however possible that the river pellets may become concentrated on sea ice if river water containing sediment flows directly out onto the sea ice surface. Such fluvial overflows have been documented by BARNES and REIMNITZ (1972), REIMNITZ and BRÜDER (1972), and WALKER (1973), but no pellets were reported.

It is also possible that sediment pellets are not deposited by either sea ice or icebergs, but are instead the result of slumping or bottom currents on the seafloor. If the sediment is very fine-grained, slumping and similar processes could lead to a few grains rolling down a slope, expanding as they pick up more sediment in a snowball effect. The end result would be expected to have more

structure than a pellet deposited from above by ice. In addition, other evidence of the slumping or bottom currents should be able to be seen in the sediments surrounding these pellets. Slumping and bottom currents can also modify pre-existing pellets; evidence of these processes would also be visible in the surrounding sediments.

METHODS

Sediment pellet samples were obtained from cores taken during the 1986 METEOR II/2 cruise into the Norwegian Sea, the 1987 POLARSTERN ARK IV/3 cruise into the central eastern Arctic Basin (north of Svalbard) and the 1989 POLARSTERN ARK VI/2 to the Greenland Sea (Fig. 3). Thirty-seven samples were taken from 13 cores. Each sample consisted of the sediment pellet itself and the immediately surrounding matrix. The matrix and the pellet samples were analysed separately using coarse fraction mineralogy, determination of organic content, scanning electron microscopy, grain size analysis, and grain shape analysis. The grain shape was classified according to RUSSELL and TAYLOR (1937). Radiographs of the cores were examined for signs of postdepositional submarine processes such as slumping and bottom currents in the area of the sediment pellets. The results obtained from the study of the pellet sediments were compared to studies of dispersed sediment found on the surface of sea ice and of consolidated cryoconites collected during the 1987 POLARSTERN ARK IV/3 cruise and sediment found in Barents Sea icebergs during the 1989 POLARSTERN ARK VI/1 cruise (WOLLENBURG, in prep.). Finally, the mineralogy and organic content of the pellet sediments was compared to the geology and biology of the Siberian shelf and of glacier-bearing localities in the Arctic, such as Greenland and Svalbard. A pellet containing minerals that can be traced to a glaciated region, for example, would indicate that the pellet may have been dropped by icebergs.

RESULTS

A summary of size, shape, and mineralogy comparisons among 1) sediment pellet sediments from the three research cruises, 2) sediments from icebergs, 3) dispersed sediments found on the surface of sea ice, and 4) cryoconite samples from the sea ice surface is shown in Table 2.

Grain size

Seafloor sediment pellet samples Sediment pellets from the Arctic Basin and the Greenland Sea are up to 2 cm in diameter. The individual grains are mostly medium- to coarse-grained; the predominant range for both areas is 63-250 μ , with a mean of 125-

250 μ . The grain size of the pellet sediments recovered from the Greenland Sea is slightly finer than that of pellet sediments from the Arctic Basin: while grain sizes between 63 and 1000 μ are present in both areas, sizes of 40-63 μ are found only in the Greenland Sea samples. The pellet sediments from the Arctic Basin tend to be more homogeneous (less variability in grain size from pellet to pellet). Certain pellet samples from both areas show no size similarity to their immediately surrounding matrix (regression coefficient [r^2] between the pellet and the matrix = 0.147-0.272), while other samples show strong similarity (r^2 = 0.970-0.996). The mean r^2 value for the two areas are nearly identical: that for the Arctic Basin is 0.643 while that of the Greenland Sea is 0.649, which indicates that the possibility that the pellets were formed in the same manner as their surrounding matrix is weak for both areas. The mean grain size of the matrix sediments is the same as or coarser as the pellet sediments, in both areas.

The sediment pellets recovered from the Norwegian Sea, while being of the same size, have significantly finer grains than those discussed above. While 70% of the samples have grains up to 1000 μ , as do the Arctic Basin and Greenland Sea samples, 60% of these Norwegian Sea samples also include grains down to <4 μ in size. The predominant grain size range for sediment pellets in this area is 125-250 μ , the mean being 63-125 μ . The pellet/matrix similarity is approximately the same as for the POLARSTERN samples: r^2 values range from 0.162-0.962, the mean being 0.593, also indicating that the pellets may not have formed in the same manner as their surrounding matrix. Mean grain sizes of the matrix show no trend in being coarser of finer than their pellet counterparts.

GKG 15/050-2, 23cm. A different type of sediment pellet was found in the Greenland Sea at 23 cm depth in core 15/050-2. The pellets are much larger than most of the aforementioned sediment pellets (Fig. 4). While pellets from the Norwegian and Greenland Seas and the Arctic Basin have sizes of <1-2 cm, those from GKG 15/050-2, 23cm are up to 5 cm in diameter. The *grain* size of these pellets is also significantly coarser than the aforementioned pellets: grains larger than 2000 μ were found in all of the pellet sediments obtained; the mean is 250-500 μ . Unlike the other pellet sediments, these have no specific one or two sizes that make up most of the sample; instead, grains with sizes of 125-250 μ , 250-500 μ , and 500-1000 μ make up most of each pellet in roughly equal amounts. One pellet from GKG 15/050-2, 23cm has a single grain measuring 1.7 cm at its core, accounting for more than half of the pellet's weight.

Iceberg sediment samples. Due to the difficulty and danger of sampling icebergs, only two sediment samples were recovered for this project. One of these samples, approximately 15 cm in

diameter, was roughly spheroidal in shape and contained interstitial ice, indicating that it may have been in the process of being consolidated. The sediment found in the icebergs is predominantly coarse-grained; the mean is 1000μ . One of the samples does not contain any sediment smaller than 250μ . Due in part to the small sample number, there is no clear predominant range.

Sea ice surface sediments and cryoconites. Samples of dispersed sediment collected from the sea ice surface in the Arctic Basin are very similar in grain size to sediments found in consolidated cryoconite samples collected at the same time. These sediments are much finer than the sediment found in seafloor pellets. No grains are larger than 500μ and the mean size is $10-20\mu$.

Grain shape

Seafloor sediment pellet samples Studies of grain shape from the Greenland Sea and the Arctic Basin show that there is no strong tendency toward roundedness or angularity in pellet sediments from either area. The pellet sediments from the Arctic Basin are *slightly* more angular than those from the Greenland Sea, but not significantly so: the mean shape for the Arctic Basin is subrounded-subangular, while that for the Greenland Sea is subrounded. Pellet sediments from both areas have only 1-2% well-rounded grains and 20% angular grains and show mean r^2 values of 0.611 (Greenland Sea) and 0.814 (Arctic Basin) compared to their immediately surrounding matrix, indicating that the pellets probably did not form in the same manner as their surrounding matrix.

Pellet sediments from the Norwegian Sea are somewhat more rounded than their counterparts in the Greenland Sea and the Arctic Basin. While the mean shape is again subrounded, these pellet sediments contain more well-rounded and rounded grains than those from the other 2 areas combined. The similarity of pellet sediment shape to matrix sediment shape in the Norwegian Sea samples is relatively strong (mean r^2 value = 0.727), indicating that it is possible that the pellets formed in the same manner as their surrounding matrix.

GKG 15/050-2, 23cm. The predominantly coarse-grained pellet sediments from GKG 15/050-2, 23cm are most similar to the predominantly fine-grained Norwegian Sea pellet sediments in terms of grain shape. While less than 20% of the grains from this core fall into the "angular" categories, fully half fall into the "rounded" categories. The mean shape is rounded-subrounded.

Iceberg sediment samples. More than half of the sediments recovered from icebergs fall into the "angular" categories. The mean shape is subangular-subrounded. This may indicate that the sediments are from the supraglacial environment (see Table 1).

Sea ice surface sediments and cryoconites. Although both sea ice surface and cryoconites have a mean shape of subrounded-subangular, as do most of the pellet sediments, the distribution of the shapes of these grains is more variable than those in the pellet sediments.

Grain mineralogy

Seafloor sediment pellet samples While all samples contain primarily quartz, there are distinct mineralogical differences among the pellet sediment samples from the Norwegian and Greenland Seas and the Arctic Basin. The maximum amount of quartz per sample in all three areas is 90-95%. However, the minimum amount decreases from 85% in the Norwegian Sea to 60% in the Arctic Basin to only 3% in the Greenland Sea. The opposite pattern emerges for the amount of rock fragments, increasing from 3% in the Norwegian Sea to 35% in the Arctic Basin and to 80% in the Greenland Sea. The amount of biologic matter in the samples ranges from <1% in the Arctic Basin, 0-7% in the Norwegian Sea, to 15% in the Greenland Sea. The amounts of feldspar, pyroxene, and mica are 0-1% in all three areas. Mean pellet/matrix similarities are 0.562 for the Greenland Sea samples, 0.813 for those from the Arctic Basin, and 0.988 for those from the Norwegian Sea, indicating that the possibility that the pellets were formed in the same manner as their surrounding matrix is strong for the Norwegian Sea but weak for the other areas.

GKG 15/050-2, 23cm. Although they were recovered from the Greenland Sea, the pellet sediments from this core mineralogically closely resemble the pellet sediments from the Arctic Basin. In fact, the difference between the GKG 15/050-2, 23cm pellet sediments and others from the Greenland Sea is so great that it is clear that they are not related. As with the sediment pellet samples, the amounts of feldspar, pyroxene, and mica are 0-1%.

Iceberg sediment samples. The sediments recovered from icebergs are mineralogically very different from any of the aforementioned sediments. Quartz grains make up 5% of the samples, while rock fragments account for the rest. There is no feldspar, pyroxene, or mica.

Sea ice surface sediments and cryoconites. Unlike that of the sediment pellet sediments, the mineralogy of the sea ice surface sediments and cryoconites are not dominated by quartz. Instead, feldspar and quartz make up about half of these samples. There is more mica, up to 10% of a sample, but about as much (0-1%) pyroxene in the surface sediments. Rock fragments are much rarer, accounting for <1%.

The amount of biologic matter is the only criterion in which sea ice surface sediments and cryoconites differ: surface sediments contain 1-10% while cryoconites have 5-20%. Thus the biologic

content of sediment pellet sediments is roughly similar to surface sediments and somewhat lower than that of cryoconites.

Rock fragment lithology

Rock fragments in all sediment pellet samples include dark shales and clay-, sand-, and siltstones. One pellet from 15/060-3 contains basalt and possible gneiss fragments. While the results are by no means certain, some of the sandstones and shales may have an origin in Greenland or Svalbard, as opposed to the Siberian continental shelf. Granites, sandstones, and dark crystalline rocks (possibly amphibolites or gabbros) make up the samples from GKG 15/050-2, 23cm.

Biologic matter

No pollen or spores were found in the sediment pellets. Planktonic foraminifera make up all of the biologic matter. All species found come from the marine environment. The sinistral variation of *Neogloboquadrina pachyderma*, an indicator of cold conditions, is the predominant life form in all these samples; the dextral variation occurs in only one sediment pellet and one of the matrix samples. *Cassidulina teretis* also occurs in 2 of the matrix (none of the sediment pellet) samples: this bottom-dwelling benthic foraminifer is an indicator of very cold (-20°C) conditions.

Examination of core x-rays

Seafloor sediment pellet samples X-ray plates made from the cores from the Greenland and Norwegian Seas and the Arctic Basin were examined to determine if postdepositional processes such as slumping and bottom currents 1) had occurred in the areas of the sediment pellet samples; 2) were instrumental in their formation; or 3) had, through winnowing, led to enriched horizons of sediment pellets. Of the 37 samples taken out of the cores, only 4 (two from core 11/364 and one each from 15/046 and 15/054) appear to have been affected by bottom currents or slumping (Fig. 5). The radiograph of core 23068 shows a crater-like deformation of the layer immediately below one pellet, clear evidence that the pellet has been deposited from above as opposed to by a slumping process. This does not necessarily mean that these four pellets were *not* formed in sea ice or icebergs, only that neither ice nor submarine processes can be ruled out. In all other samples, postdepositional processes can be ruled out as a method of sediment pellet formation because no evidence of these processes can be seen in the neighbourhood of the pellets.

Also observed in the x-rays are numerous associations of pellets with dropstones (Fig. 6). One of these is from core 15/054, which is also associated with bottom currents. The deposition of

pellets roughly simultaneously as dropstones strengthens the possibility that the pellets have an iceberg origin.

GKG 15/050-2, 23cm. It is clear from the radiographs (Fig. 4b) that there is no sediment finer than sand in the matrix near the pellets. Several cm-thick layers of sand- to gravel-sized sediment appear both above and below the pellet layer.

SEM results

Two pellets each from the Arctic Basin and the Greenland and Norwegian Seas were broken apart after being dried and were then examined for structural features with a scanning electron microscope. All except two pellets are structureless. One from the Greenland Sea has very distinct bands (Fig. 7), while the other's bands are less noticeable.

DISCUSSION

Sediment incorporation processes

The incorporation of sediment into glaciers and sea ice has been qualitatively investigated for about a century. The following, including Figure 8, is adapted from discussions in REIMNITZ and BRÜDER (1972), BARNES and REIMNITZ (1972, 1974), OSTERKAMP and GOSINK (1984), DREWRY (1986), KEMPEMA *et al.* (1986), LARSEN *et al.* (1987), REIMNITZ and KEMPEMA (1987), REIMNITZ *et al.* (1987), BARNES *et al.* (1988), DOWDESWELL and DOWDESWELL (1989), and PFIRMAN *et al.* (1989a & c).

Sediment can be incorporated into sea ice as follows:

1) Aeolian action can deposit sediment onto the ice surface. Very strong winds can blow sand and coarser sediment onto the ice (STEFANSSON *in* KINDLE, 1924), generally transporting coarse sediment only a few miles (<3) out to sea. More common weaker winds would be able to transport only fine sediments. Thus aeolian action would lead to the incorporation of predominantly fine-grained sediment into the ice. It may also be important in redistributing sediment on the surface of the Arctic ice pack.

2) Storm waves and strong tidal currents generating turbulence during ice formation can resuspend sediment from the shallow marine bottom, allowing it to be incorporated into the forming ice. Resuspension can also occur after the ice cover has formed (GILBERT, 1989). Frazil ice, also called slush ice, can also form during a storm (BARNES *et al.*, 1982; OSTERKAMP and GOSINK, 1984; REIMNITZ *et al.*, 1987). These processes, too, would lead to the incorporation of some coarse, but predominantly fine, sediments.

3) Storms can also lead to the formation of anchor ice (BARNES *et al.*, 1982; OSTERKAMP and GOSINK, 1984; KEMPEMA *et al.*, 1986, 1989; REIMNITZ and KEMPEMA, 1987; REIMNITZ *et al.*, 1987). Anchor ice forms on the shallow marine bottom from super-cooled water; when the

anchor ice is sufficiently buoyant, it rises to the sea surface, taking along the attached sediment. This process, which occurs rarely today, is able to incorporate very coarse material.

4) In very shallow water (<0.3m; M. SAARSO, pers. comm., 1989) sea ice can touch bottom. This process, along with the associated removal of beach sediments by ice, appears to be the primary means by which coarse sediment is incorporated into sea ice.

5) Rockfalls, occurring primarily in the spring when interstitial ice on cliffs melts, can be deposited on adjacent sea ice. Sediment of every size would be deposited in this manner. However, the abundant sediment in a rockfall would accelerate sea ice melting because of the albedo difference between the ice and the sediment, unless the thickness of the fallen sediment is greater than 2 cm, in which case the sediment blanket serves to retard ice melting (HIGUCHI and NAGOSHI, 1977; ST. ONGE and McMARTIN, 1989). Furthermore, rockfalls occur as sea ice is melting, not freezing, which suggests that sediment that comes onto the ice through the rockfall process will not be transported for significant distances.

6) Rivers can carry sediment either onto or under the ice surface in spring (BARNES and REIMNITZ, 1972; REIMNITZ and BRÜDER, 1972; WALKER, 1973). But, as with rockfalls, the large amount of sediment and the time of year preclude any significant sediment transport by ice to the central Arctic Basin.

Thus predominantly fine-grained sediments are incorporated into first-year ice and, eventually, multi-year sea ice in the Arctic Basin. Because most of the sediment on the Siberian and Alaskan continental shelves has been transported by fluvial action to the sea, the sediment will be predominantly rounded from its journey down the river. Therefore sediment deposited by sea ice will be predominantly rounded and fine-grained.

Sediment can be incorporated into tidewater glaciers which may calve icebergs as follows:

1) As the glacier moves over its bed, it abrades the bed and can incorporate sediment of every size into subglacial deposits (CHAMBERLIN, 1894). Some of these sediments may be transported into the glacier along shear planes. Because of the constant grinding by the ice and other sediment, the grains become strongly rounded (BOULTON, 1978; DOWDESWELL *et al.*, 1985; DOWDESWELL and DOWDESWELL, 1989). While some grains may shatter, they can still exhibit rounding on the faces where breakage did not occur (HODEL *et al.*, 1988). Grains can also be incorporated and released during subglacial freeze-thaw action.

2) Supraglacial sediment falls down onto the surface of the glacier from nunataks (isolated outcrops of bedrock within the glacier) and glacial valley slopes. This sediment is predominantly angular; since it is incorporated into the glacier to only shallow

depths, the sediment will remain angular until it is deposited either at the glacier snout or further out to sea by iceberg rafting (BOULTON, 1978; DOWDESWELL *et al.*, 1985; DOWDESWELL and DOWDESWELL, 1989).

3) Sediment can also be incorporated into an iceberg if the berg's keel drags along the shallow marine bottom as the berg moves (OSTERKAMP and GOSINK, 1984). This process of incorporation does not appear to be important for sediments carried to deep ocean basins.

Thus sediment with sizes and shapes more varied than that found in sea ice can be incorporated into glaciers. This greater variety, being more rounded and coarse-grained than the sediments deposited by sea ice, would presumably be reflected in sediments deposited by icebergs.

Historical vs. present glacial environments

Since sea-levels during past glaciations were up to 120 m lower than they are today (HOLMES and CREAGER, 1974; BIRYUKOV *et al.*, 1988), the incorporation of sediments discussed above may have been different during glacial times. Presently, icebergs are rare in the eastern Arctic Basin and coarse ice-rafted debris is limited in seafloor surface sediments. During glacial periods sources of icebergs would have increased in this region. The drop in sea level laid bare parts or all of the continental shelves, enabling glaciers to incorporate these shelf sediments. Large ice blocks caused by glacier surges and, during deglaciation, icebergs calved from these glaciers were able to transport these shelf sediments out to the deep ocean basins (HENRICH, 1989). BIRYUKOV *et al.* (1988) speculated that the northern Atlantic and Arctic Oceans, plus the Barents Sea, were covered by up to 20m of pack ice which did not melt in summer. This thick permanent ice cover would limit the amount of sediment that could be incorporated into it via the above-mentioned processes. Areas of exposed continental shelf that were not covered by glaciers, including the eastern Arctic shelf, would have been susceptible to erosion by winds.

Furthermore, the land area affected by glaciers was greater. This increases the source area for sediments that could eventually be incorporated into sediment pellets: Northern North America, Siberia, and Scandinavia could all have been additional source areas for sediment pellets.

Grain parameters of this study vs. idealized parameters

Table 3 shows how the factors detailed in the results section affect the probability that the sediment pellets in this study come from either sea ice or icebergs.

Grain size: It is clear that the sediment pellets found in the sediment cores and modern sea ice surface sediments are not texturally related; sea ice surface sediments consist primarily of

clay and silt while seafloor sediment pellets are composed of sand with some silt and very rare clay (Fig. 9). This size difference points to an iceberg origin for seafloor sediment pellets, assuming that sea ice and iceberg sediment incorporation processes were essentially the same in the past as they are now.

Grain shape: While iceberg sediments can be rounded or angular, sea ice sediments today are predominantly rounded. Angular grains would point to an iceberg origin while rounded ones would not decide in either direction. Most sediment pellet grains studied were subrounded to rounded in shape, thereby leaving the question of their origin unanswered. The grains from the Arctic Basin were more angular, indicating that the Arctic Basin sediment pellets were probably deposited by icebergs.

Mineralogy and rock fragment lithology: Some rock fragments found in the pellets may have an origin in Greenland or Svalbard, as opposed to the Siberian continental shelf. The fact that Greenland and Svalbard are presently glaciated terrains and were so in the past further suggests the possibility of an iceberg genesis for sediment pellets.

Biologic matter: No pollen or spores were found, pointing to an iceberg origin with subglacial sediment incorporation. No freshwater species were found either, although they could be incorporated in either bergs or sea ice. All biologic matter found within the pellets consists of planktonic marine foraminifera. These also could be incorporated by either ice. But the presence of certain frigid-water benthic foraminifera within a few of the matrices points to the possibility that the pellets were deposited during glacial times, increasing the chance that the pellets have a glacial origin.

It is apparent from Table 3 that the sediment pellets from all three locations appear to have an iceberg-derived origin. The sediment pellet samples are much coarser than sediments found on modern sea ice or as part of modern cryoconites. The grain size of the pellet sediments is coarse enough to rule out a submarine (ie., bottom currents or slumping) origin of the pellets. Grain shapes are neither predominantly angular nor rounded, thereby not proving to be a valuable factor in this study. The mineralogy of the grains and the lithology of the rock fragments point to an origin of glaciated areas rather than of the Siberian shelf area. Biologic matter consists of planktonic marine foraminifera, some of them indicating extremely cold water. Pellet/matrix similarities are extremely variable, not being helpful in deciding the method of deposition.

The unusual pellets found in GKG 15/050-2, 23cm may have broken off a moraine further up the Greenland continental shelf along with other material, were transported down the shelf to their

present location, where bottom currents subsequently winnowed away all sub-sand-sized sediment.

Correlation with other studies

The cores from the Greenland Sea have not been rigorously studied by other researchers interested in other criteria because they were collected only in 1989. In contrast, the Arctic Basin and Norwegian Sea cores from 1987 have been extensively studied by a number of people. A comparison of the parameters studied by these groups with the occurrence of sediment pellets within the same cores reveals the following:

1) KUBISCH (this volume) has studied cores from the Arctic Basin in terms of the occurrence of coal, siltstone, chert, quartzite, quartz, feldspar, and crystalline minerals. Sediment pellets occur in zones low in chert and coal and high in siltstones. No coal or chert is found in the pellets, while siltstone is. A tentative correlation between pellet presence and coal absence is also found in a comparison with BISCHOF *et al.* (in press).

2) PAGELS (this volume) has studied the occurrence of the following parameters in Arctic Basin cores: rock fragments, mica, quartz, CaCO_3 and C_{org} , benthic and planktonic foraminifera, and coarse material. Pellets occurred where there was a peak in quartz and where mica and CaCO_3 were low. Pellet sediments are high in quartz and low in mica and CaCO_3 content.

3) KÖHLER and SPIELHAGEN (in press) have studied the oxygen isotope stratigraphy in cores from Fram Strait. Although there is no correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and the occurrence of sediment pellets, there is a correlation between pellet presence and peaks in the amount of coarse material. Furthermore, the pellets sampled come from oxygen isotope stage 3, which is interstadial. Further studies by SPIELHAGEN (pers. comm., 1989) show that the pellets are present where there is a peak in silt- and claystones. Pellets are predominantly coarse-grained; some of them contain siltstones and claystones.

4) BAUMANN (in press) and NOWACZYK and BAUMANN (this volume) have studied the occurrence of coccoliths in cores from the Arctic Basin. In only one core (11/430) sediment pellets are found where coccoliths occur. Since the presence of coccoliths is a sign of warm North Atlantic waters, the inverse relationship between them and sediment pellets seems to be a further verification that the pellets are deposited by ice. The pellets occur in oxygen isotope stages 2 (glacial), 3 (interstadial), and 6 (also glacial).

5) HENRICH *et al.* (1989) studied the occurrence of carbonates, organics, rock fragments, quartz, mica, and coarse material in cores from the Norwegian Sea. No correlation between any of these parameters and the occurrence of sediment pellets can be found. The

pellets, however, occur in horizons where iceberg dropstones are plentiful, indicating that the pellets were also dropped by icebergs. The studied pellets all come from stage 6, one of them from the stage 5/6 transition. This means that these pellets were deposited during glacial times and the deglacial transition.

Sediment pellet occurrence correlates with highs in quartz, clay- and siltstones, and coarse material and lows in coal, chert, mica, CaCO_3 , and coccoliths. Since pellet sediments also have these parameters, it is likely that the sediments surrounding the pellets were also deposited by icebergs.

The fact that the pellets occur only during glacial times in the Norwegian Sea and during both glacial and interstadial times further north strengthens the hypothesis that the pellets were dropped by icebergs. Bergs could have existed in the northerly locations during the interstadial stage 3 but would have melted before reaching the Norwegian Sea.

Sediment pellet consolidation processes

Although the pellets may not contain as much fine-grained sediments as the soils mentioned earlier in this paper (CZERATSKI and FRESE, 1958; CHAMBERLAIN and GOW, 1978; CHAMBERLAIN, 1989), the same overconsolidation process may occur on the ice surface. This overconsolidation could make it possible for a cryoconite dropped from either melting sea ice or a melting iceberg to survive relatively intact the kilometres-long drop through the water column to become incorporated into the sediment record as a sediment pellet. In addition, GILBERT (in press) has suggested that clumps of sediment on the sea ice or glacier surface can consolidate and harden when they dry in the sun.

Sediment pellets as a palaeoclimatic indicator

Since these Nordic Sea sediment pellets are apparently deposited by melting icebergs, and because glaciers throughout the world have proven to be good indicators of changes in climate (eg. CALKIN and WILES, 1990; DOMACK and BURKLEY, 1990; FUMIHIKO, 1990; KOERNER *et al.*, 1990; LETRÉGUILLY *et al.*, 1990; MOSLEY-THOMPSON and THOMPSON, 1990; PINEY and BEGÉT, 1990), sediment pellets can serve as an indicator of climatic changes in the past. Icebergs can drift further south and more randomly than sea ice; its melting locations are therefore more scattered than those of sea ice and the accuracy of sediment pellets as indicators of iceberg melting is thus reduced. However, the presence or absence of such pellets in ocean bottom sediments may serve to fortify interpretations of glacial or interglacial environments made from other sediment parameters.

CONCLUSIONS

1) Sediment pellets found in the Arctic Basin and the Greenland and Norwegian Seas are most likely deposited by melting icebergs. The pellet sediments are much coarser and have different mineralogies than dispersed sea ice surface sediments and consolidated cryoconites, ruling out a sea ice origin of the pellets.

2) These pellet sediments are too coarse-grained to be formed by submarine processes such as slumping and bottom currents, although these processes can modify preexisting pellets.

3) The pellets are probably formed when freeze-thaw processes consolidate sub- and supraglacial sediments. This consolidation can occur either on a glacier or on an iceberg calved from the glacier. The consolidated pellets are cohesive enough to survive a drop of several kilometres through the water column.

4) The occurrence of pellets in sediment cores may be an indicator of areas where sediment-laden icebergs melted in the past. This would delineate the maximum southerly extent of these icebergs and/or areas where icebergs melted locally. The pellets could thus be an important palaeoceanographic and -climatic indicator.

5) The presence of sediment pellets may also indicate that the surrounding sediment matrix is iceberg-deposited.

6) Unusually large and coarse-grained sediment pellets found in GKG 15/050-2 probably formed when morainal sediments further up the continental shelf were transported down the slope and were then washed clean of all sub-sand-sized sediment by bottom currents.

Acknowledgements- We are indebted to Sveinung Löset, Hans Jensen and the rest of the POLARSTERN ARK VI/1 Norwegian team for providing us with samples of iceberg sediment. Dr. Dorothee Spiegler and Robert Spielhagen identified the biologic matter and the rock fragment lithology, respectively, in the Seafloor sediment pellet samples Marion Baumann, Michaela Kubisch, Uwe Pagels, and Robert Spielhagen graciously provided their not-yet-published data for the correlations. Albert von Doetinchem operated the GEOMAR SEM and Wilma Rehder made some of the radiographs. We would also like to thank the captains and chief scientists of the four research cruises: METEOR II/2, Capt. Friedrich Bruns and Dr. Jörn Thiede; POLARSTERN ARK IV/3, Capt. Heinz Jonas and Dr. Jörn Thiede;

POLARSTERN ARK VI/1, Capt. Lothar Suhrmeyer and Dr. Joachim Schwarz; POLARSTERN ARK VI/2, Capt. Lothar Suhrmeyer and Dr. Jens Meincke. Financial support was provided by the Bundesministerium für Forschung und Technologie and the U.S. Office of Naval Research.

REFERENCES

- BARNES P.W., E.M. KEMPEMA and E. REIMNITZ (1988) Source, characteristics, and significance of sediment pellets formed on the sea ice of the Arctic Basin. *EOS*, **69**, 1263.
- BARNES P.W. and E. REIMNITZ (1972) River overflow onto the sea ice off the northern coast of Alaska, Spring 1972. *EOS*, **53**, 1020.
- BARNES P.W. and E. REIMNITZ (1974) Sedimentary processes on Arctic shelves off the northern coast of Alaska. In: J.C. REED and J.E. SATER, editors, *The coast and shelf of the Beaufort Sea*, Arctic Institute of North America, Arlington (VA), pp. 439-476.
- BARNES P.W., E. REIMNITZ and D. FOX (1982) Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 493-502.
- BAUMANN M. (in press) Coccoliths in sediments of the eastern Arctic Basin. In: U. BLEIL and J. THIEDE, editors, *Geologic history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam
- BIRYUKOV V.Y., M.A. FAUSTOVA, P.A. KAPLIN, Y.A. PAVLIDIS, E.A. ROMANOVA, and A.A. VELICHKO (1988) The paleogeography of Arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18,000 yr B.P.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **68**, 117-125
- BISCHOF J., J. KOCH, M. KUBISCH, R.F. SPIELHAGEN and J. THIEDE (in press) Nordic seas surface ice drift reconstructions- Evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: J.A. DOWDESWELL and J.D. SCOURSE, editors, *Glacimarine environments: Processes and sediments*, London, Geological Society Special Publication

- BOULTON G.S. (1978) Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, **25**, 773-799
- BRANDT B. (1931) Über Kryokonit in der Magdalenenbucht in Spitzbergen. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **19**, 125
- BROOKS C.F. (1923) Physiography and glaciology of middle west Greenland. *Journal of Geology*, **31**, 436-438.
- CALKIN P.E. and G.C. WILES (1990) Little Ice Age glaciation in Alaska: A record of recent global climatic change. *In* G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 181.
- CHAMBERLAIN E. (1989) Physical changes in clays due to frost action and their effect on engineering structures. *In*: H. RATHMAYER, editor, *Frost in geotechnical engineering*, pp. 863-893.
- CHAMBERLAIN E. and A.J. GOW (1978) Effect of freezing and thawing on the permeability and structure of soils. *In*: *Proceedings of an international symposium on ground freezing*, pp. 31-44.
- CHAMBERLIN T.C. (1894) Recent glacial studies in Greenland. *Bulletin of the Geological Society of America*, **6**, 199-220.
- CLARK D.L. and A. HANSON (1983) Central Arctic Ocean sediment texture: A key to ice transport mechanisms. *In*: B.F. MOLNIA, editor, *Glacial-marine sedimentation*, Plenum Press, London, pp. 301-330.
- CLARK D.L., R.R. WHITMAN, K.A. MORGAN, and S.D. MACKAY (1980) *Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean*. Geological Society of America Special Paper 181, 57 p.
- CZERATSKI W. and H. FRESE (1958) Importance of water in formation of soil structure. *In*: *Water and its conduction in soils, an international symposium*, Highway Research Board Special Report 40, pp. 200-211.

- DOMACK E.W. and L. BURKLEY (1990) Glacial marine sediments from the Antarctic Peninsula: A record of climate change and glacial fluctuations during the late Holocene. *In* G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 189.
- DOWDESWELL J.A. and E.K. DOWDESWELL (1989) Debris in icebergs and rates of glaci-marine sedimentation: Observations from Spitsbergen and a simple model; *Journal of Geology*, **97**, 221-231.
- DOWDESWELL J.A., M.J. HAMBREY and R. WU (1985) A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glaciogenic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**, 691-704.
- DREWRY D. (1986) *Glacial geologic processes*. Edward Arnold, London, 276 pp.
- FUMIHIKO N. (1990) Ice front fluctuations of the Shirase Glacier, East Antarctica. *In* G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 145.
- GILBERT R. (1989) Rafting in glaciomarine environments. *In*: *Glaciomarine environments: Processes and sediments*. Abstracts of the Marine Studies Group Conference.
- GOLDSTEIN R.H. (1983) Stratigraphy and sedimentology of ice-rafted and turbidite sediment, Canada Basin, Arctic Ocean. *In*: B.F. MOLNIA, editor, *Glacial-marine sedimentation*, Plenum Press, London, pp. 367-400.
- GRAN H.H. (1904) Diatomaceae from the ice-floes and plankton of the Arctic Ocean. *In*: F. NANSEN, editor, *The Norwegian North Polar expedition 1893-1896, scientific results*, Vol. 4, Longmans, Green and Company, London, 74 pp.
- HENRICH R., (in press) Cycles, rhythms, and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits. *In*: U. BLEIL and J. THIEDE, editors, *Geologic history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam

- HENRICH R., H. KASSENS, E. VOGELSANG, and J. THIEDE (1989) The sedimentary facies record of glacial/interglacial cycles: Paleoceanography and paleoclimate of the Norwegian Sea during the last 350 ky. *Marine Geology*, **86**, 282-319
- HODEL K.L., E. REIMNITZ, and P.W. BARNES (1988) Microtextures of quartz grains from modern terrestrial and subaqueous environments, North Slope of Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 24-32
- HOLMES M.L. and J.S. CREAGER (1974) Holocene history of the Laptev continental shelf. In: Y. HERMAN, editor, *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 211-229.
- KANE E.K. (1854) *The U.S. Grinnell Expedition in Search of Sir John Franklin*
- KEMPEMA E.M., E. REIMNITZ and P.W. BARNES (1989) Sea ice entrainment and rafting in the Arctic. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 308-317.
- KEMPEMA E.M., E. REIMNITZ and R.E. HUNTER (1986) *Flume studies and field observations of the interaction of frazil ice and anchor ice with sediments*. United States Geological Survey Open-File Report 86-515, 48 pp.
- KINDLE E.M. (1924) Observations on ice-borne sediments by the Canadian and other Arctic expeditions. *American Journal of Science*, **7**, 251-287.
- KOERNER R.M., J.C. BOURGEOIS, and D.A. FISHER (1990) Canadian polar ice caps as sources of paleo-environmental data: Advantages and disadvantages. In G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 172
- KÖHLER S.E.I. and R.F. SPIELHAGEN (in press) The enigma of oxygen isotope stage 5 in the central Fram Strait. In: U. BLEIL and J. THIEDE, editors, *Geologic history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam

- KUBISCH M. (this volume) Dropstone distribution patterns as evidence for different ice drift regimes in the eastern Arctic Ocean during the last 150 ky.
- LARSEN B.B., A. ELVERHØI and P. AAGAARD (1987) Study of particulate material in sea ice in the Fram Strait- A contribution to paleoclimatic research? *Polar Research*, **5**, 313-315
- LEDLEY T.S. and S.L. THOMPSON (1986) Potential effect of nuclear war smokefall on sea ice. *Climatic Change*, **8**, 155-171.
- LETREGUILLY A., N. REEH, and P. HUYBRECHTS (1990) The Greenland ice sheet contribution to sea level changes during the last 150000 years. In G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 141.
- MOSLEY-THOMPSON E. and L.G. THOMPSON (1990) Spatial and temporal characteristics of the Little Ice Age: The ice core record. In G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 179.
- NANSEN F. (1897) *Farthest north*, Vol. 1. Archibald Constable and Company, Westminster
- NANSEN F. (1906) Protozoa on the ice-floes of the North Polar Sea. In: F. NANSEN, editor, *The Norwegian North Polar expedition 1893-1896, scientific results*, Vol. 5, Longmans, Green, and Company, London, 22 pp.
- NARES G.S. (1878) *Narrative of a Voyage to the Polar Sea*, Vol. 2
- NORDENSKJÖLD A.E. (1870) Redegörelse för en expedition till Grönland år 1870. *Öfversigt af K Svenska Vetenskaps, Akad. Förhandl.*, Vol. 10.
- NOWACZYK N. and M. BAUMANN (this volume) Combined magneto- and nannofossil stratigraphy for sediment cores from the Arctic Ocean
- OSTERKAMP T.E. and J.P. GOSINK (1984) Observations and analyses of sediment-laden sea ice. In: P.W. BARNES, D.M. SCHELL and E. REIMNITZ, editors, *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments*, Academic Press, pp. 73-93.

- OVENSHINE A.T. (1970) Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits. *Bulletin of the Geological Society of America*, **81**, 891-894.
- PAGELS U. (this volume) Biogenic and terrigenous composition of sediment in the eastern Arctic Ocean: An indicator for glacial-interglacial cycles?
- PFIRMAN S., J.-C. GASCARD, I. WOLLENBURG, P. MUDIE and A. ABELMANN (1989a) Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observations from July and August 1987. *Polar Research*, **7**, 59-66
- PFIRMAN S., M. LANGE, I. WOLLENBURG and P. SCHLOSSER (1989b) Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition. In: U. BLEIL and J. THIEDE, editors, *Geologic history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam
- PFIRMAN S., I. WOLLENBURG, J. THIEDE and M. LANGE (1989c) Lithogenic sediment on Arctic pack ice: Potential aeolian flux and contribution to deep sea sediments. In: M. LEINEN and M. SARNTHEIN, editors, *Paleoclimatology and Paleometeorology*, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, pp. 463-493.
- PINEY D. and J.E. BEGÉT (1990) Early Holocene glacier advance on the Alaska Peninsula: Record of rapid climate change due to transient decreases in solar intensity and atmospheric CO₂ content? In G. Weller and C. Wilson, editors, *Abstracts, International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, Alaska, p. 186
- POSER H. (1933) Über Abschmelzformen auf dem ostgrönlandischen Packeise und Landeise. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **21**, 1-20.
- RAY L.L. (1935) Some minor features of valley glaciers and valley glaciation. *Journal of Geology*, **43**, 297-322.
- REIMNITZ E. and K.F. BRÜDER (1972) River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort Sea, coast of Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America*, **83**, 861-866.

- REIMNITZ E. and E.M. KEMPEMA (1987) Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters. *Marine Geology*, **77**, 219-231.
- REIMNITZ E., E.M. KEMPEMA and P.W. BARNES (1987) Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic seas. *Journal of Geophysical Research*, **92C**, 14,671-14,678.
- RUSSELL R.D. and R.E. TAYLOR (1937) Roundness and shape of Mississippi River sands. *Journal of Geology*, **45**, 225-267
- ST. ONGE D.A. and I. McMARTIN (1989) Geomorphology of arctic glacial landforms and buried glacier ice. In: O. SEUFFERT, editor, *Geoöko plus 1: Abstracts of Papers and Posters, Second International Conference on Geomorphology*, Bensheim, West Germany, Geoöko-Verlag, p. 277
- SPIELHAGEN R., S. PFIRMAN and J. THIEDE (1988) Geoscientific report of the ARK IV/3 expedition of R/V POLARSTERN in summer 1987 into the central eastern Arctic Basin. Report 24, Geologische-Palaeontologische Institut der Universität Kiel, Kiel, 106 p.
- STEINBÖCK O. (1936) Über Kryokonitlöcher und ihre biologische Bedeutung. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **24**, 1-21
- SVERDRUP H.U. (1938) Notes on erosion by drifting snow and transport of solid material by sea ice. *American Journal of Science*, **35**, 370-373.
- SYVITSKI J.P.M. and J.W. MURRAY (1981) Particle interaction in fjord suspended sediment. *Marine Geology*, **39**, 215-242.
- WALKER H.J., 1973, The nature of the seawater-freshwater interface during breakup in the Colville River delta, Alaska, 1: Permafrost. The North American Contribution to the international Conference, National Academy of Science, Washington, DC, p. 474
- WOLLENBURG I. (in preparation) [As yet untitled]. Doctoral thesis, Christian Albrechts Universität, Kiel

Figure Captions

Figure 1: Schematic representation of the formation of sea ice cryoconites and, subsequently, sediment pellets.

Figure 2: Cryoconites on the surface of sea ice during POLARSTERN ARK IV/3. Photograph by I. Wollenburg.

Figure 3: Location of cores studied. Base map courtesy of S. Rumohr.

Figure 4a: Photograph of pellets from GKG 15/050-2, 23cm lying *in situ* after overlying sediment was removed. Largest pellet is about 5 cm in diameter.

Figure 4b: Radiograph of GKG 15/050-2 core, 0-27 cm core depth. Normal sediment pellets were found at 11cm from the top, unusual pellets at 23cm. No sediment finer than sand is visible in the area of the unusual pellets. In this and Figures 5 and 6, dark grey features are sediment pellets, black features are iceberg dropstones, and white features are holes.

Figure 5: Radiograph of core 11/364, 193-220 cm core depth, showing association of sediment pellets with bottom currents.

Figure 6: Radiograph of core 15/063, 0-27 cm core depth, showing association of sediment pellets with iceberg dropstones.

Figure 7: Scanning electron micrograph of clast from core 15/060. Notice strong layering; this is the only pellet with definite structure.

Figure 8: Schematic, scaleless illustration of the processes involved in the incorporation of sediment into A: sea ice and B: glaciers/icebergs. See text for details. Notice "turbid ice", resulting from frazil ice formation toward the right side of Figure 8A. Figure 8A after Wollenburg, in prep.

Figure 9: Ternary diagram of distribution of all sediments investigated.

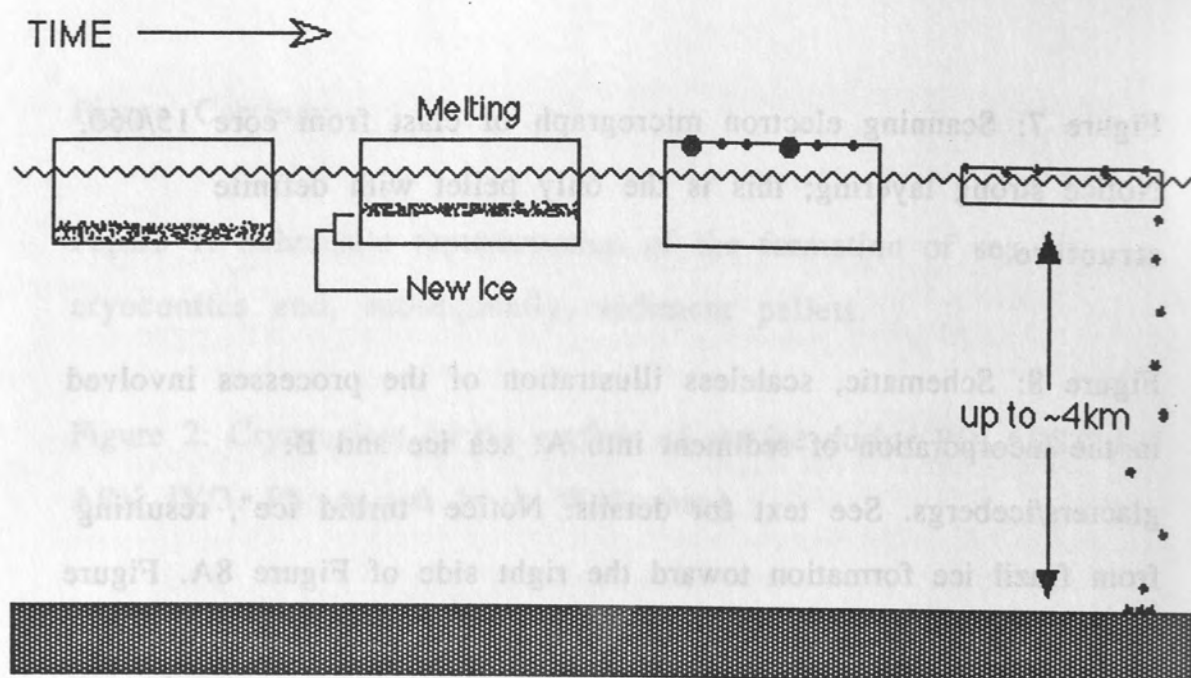


Figure 9: Ternary diagram of distribution of all sediments
 Figure 4a: Photograph of pellets from GKG 15/050-2, 15cm core depth
 in situ after overlying sediment was removed; largest pellet is
 about 5 cm in diameter

Figure 4b: Radiograph of GKG 15/050-2 core, 0-27 cm core depth
 Normal sediment pellets were found at 11cm from the top,
 unusual pellets at 13cm. No sediment finer than sand is visible in
 the area of the unusual pellets. In this and Figures 5 and 6, dark
 grey features are sediment pellets, black features are iceberg
 dropstones, and white features are holes.

Figure 5: Radiograph of core 11/064, 193-220 cm core depth
 showing association of sediment pellets with bottom current

Figure 6: Radiograph of core 15/063, 0-27 cm core depth, showing
 association of sediment pellets with iceberg dropstones



Fig 2

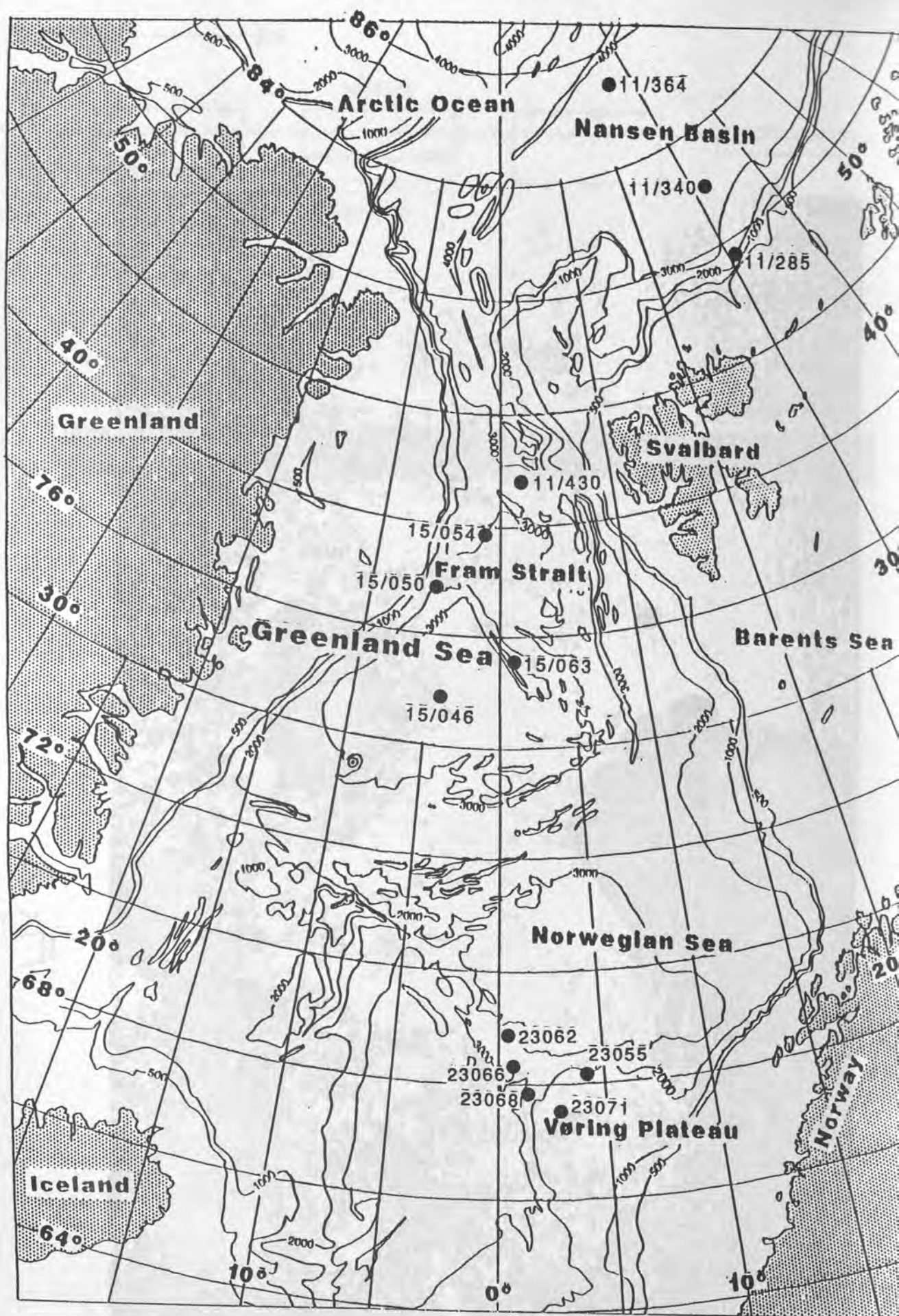


Fig 3

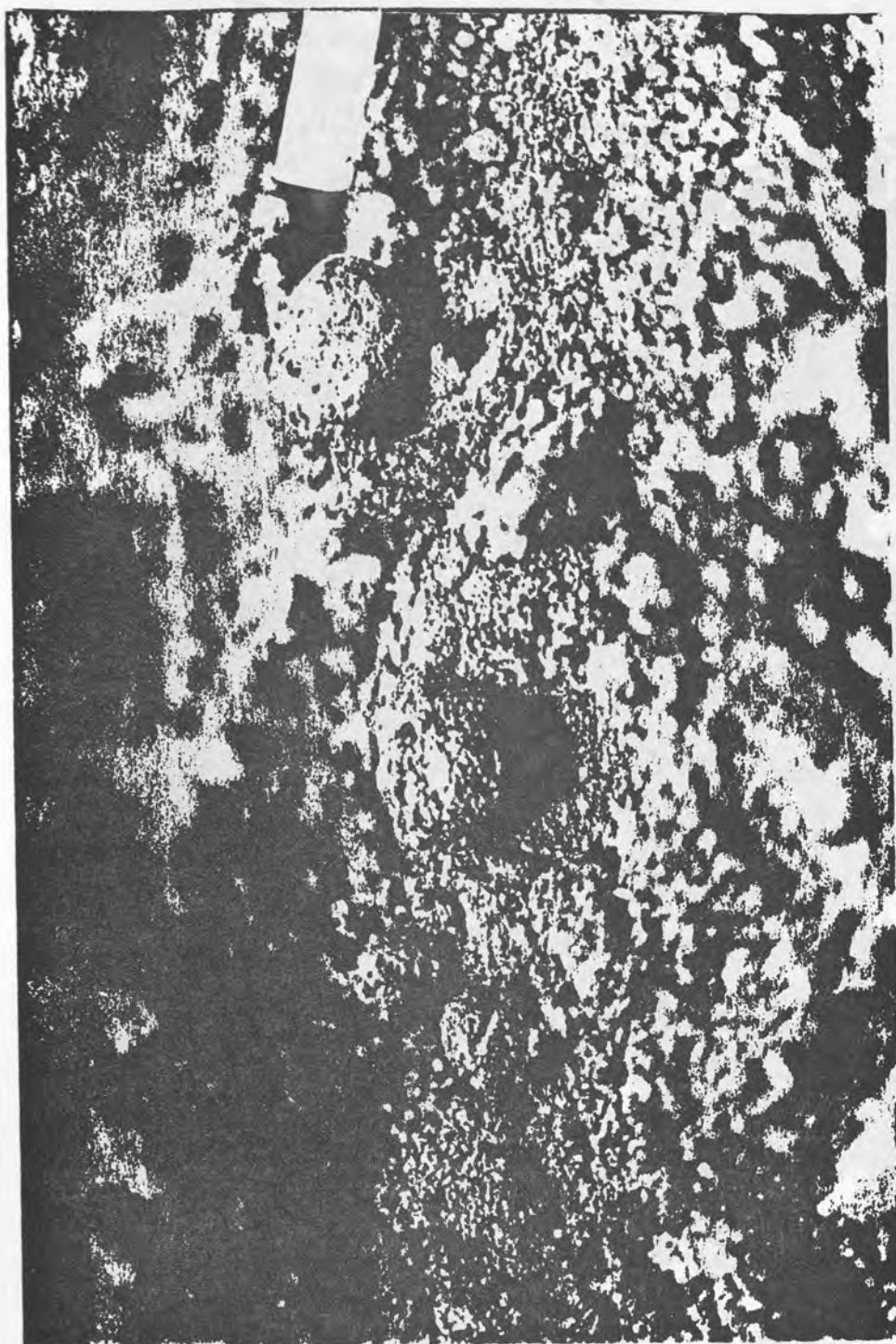
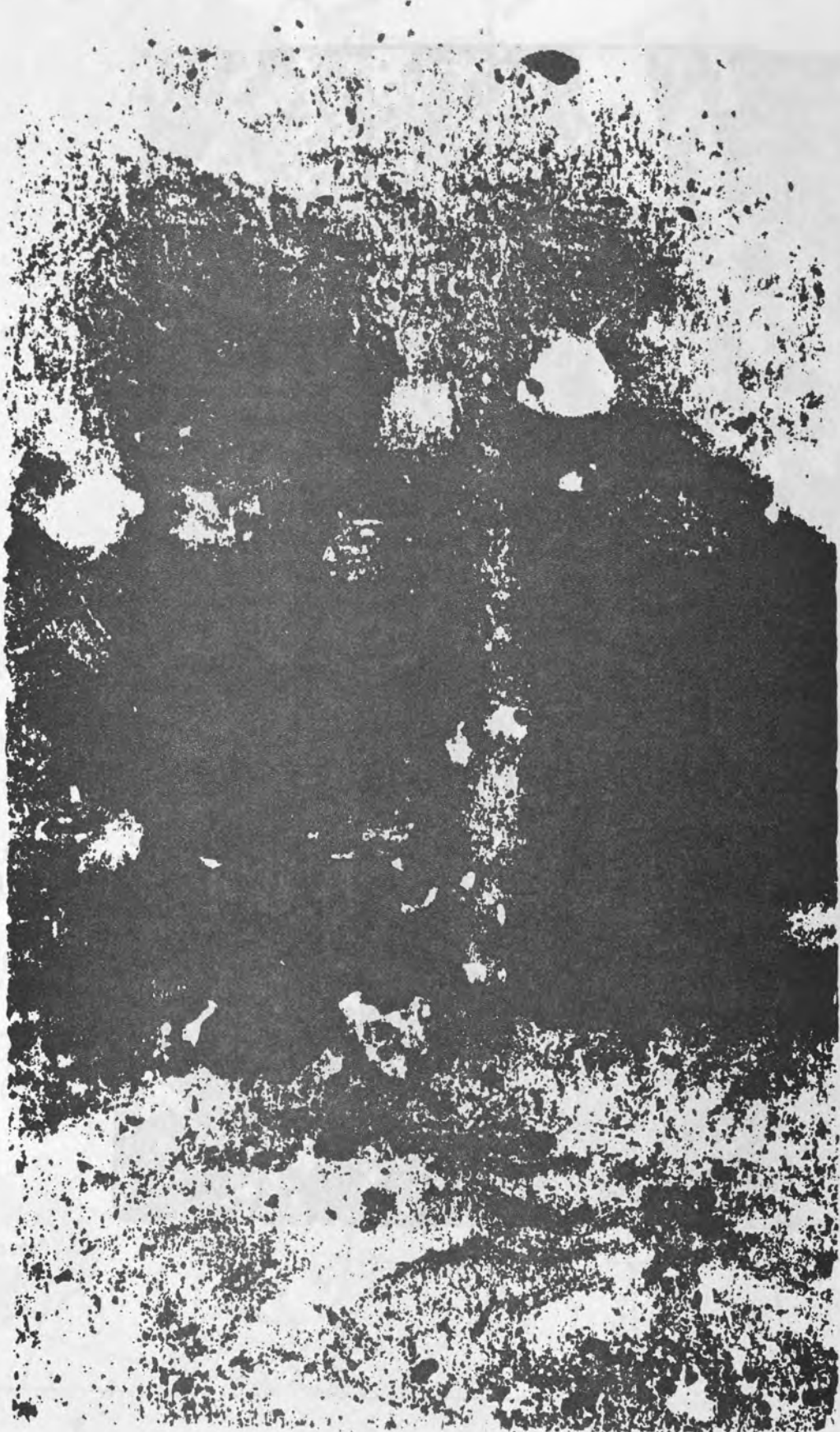


Fig 4a

15050-2

Fig 45



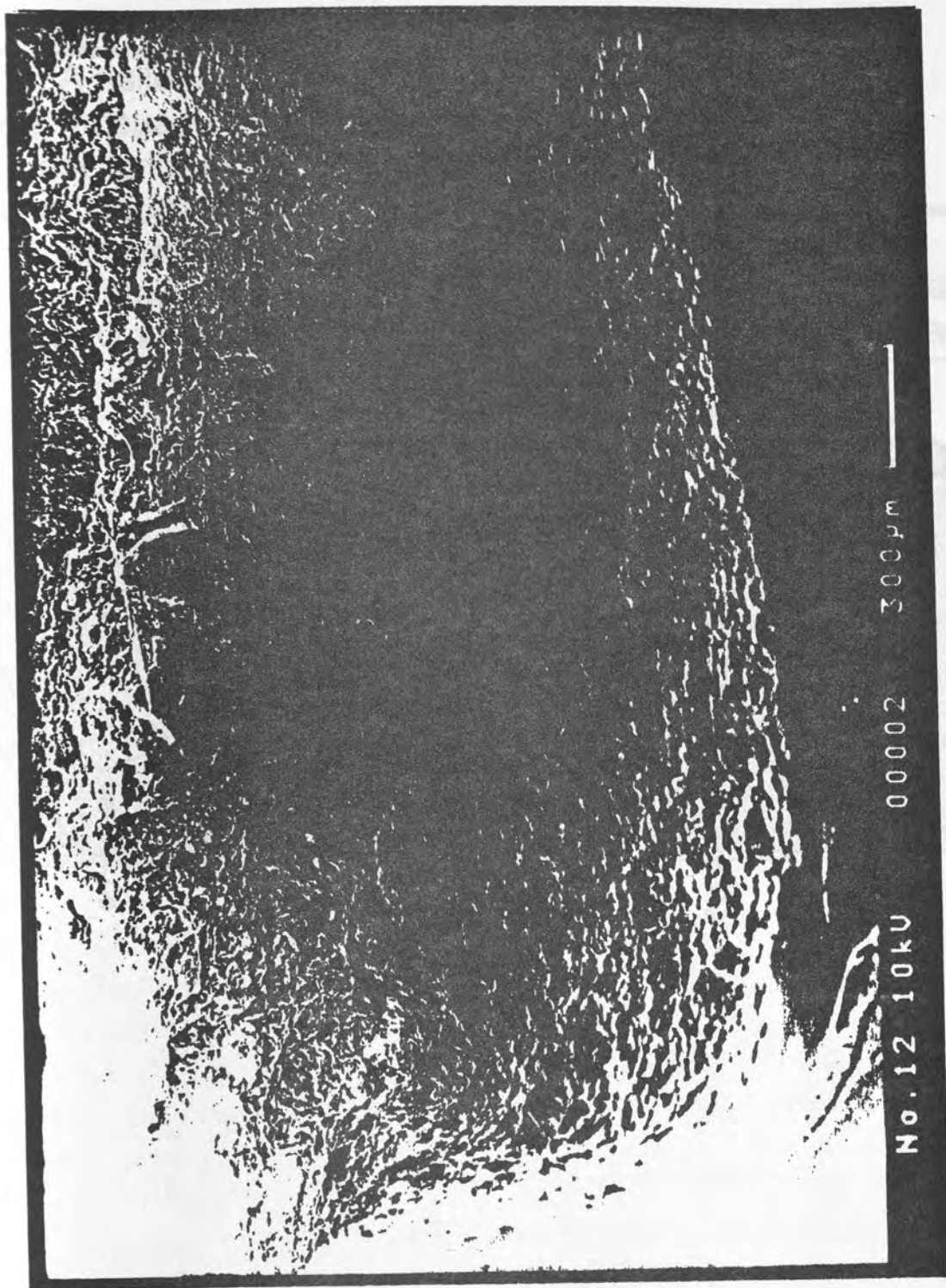
- 13

- 23

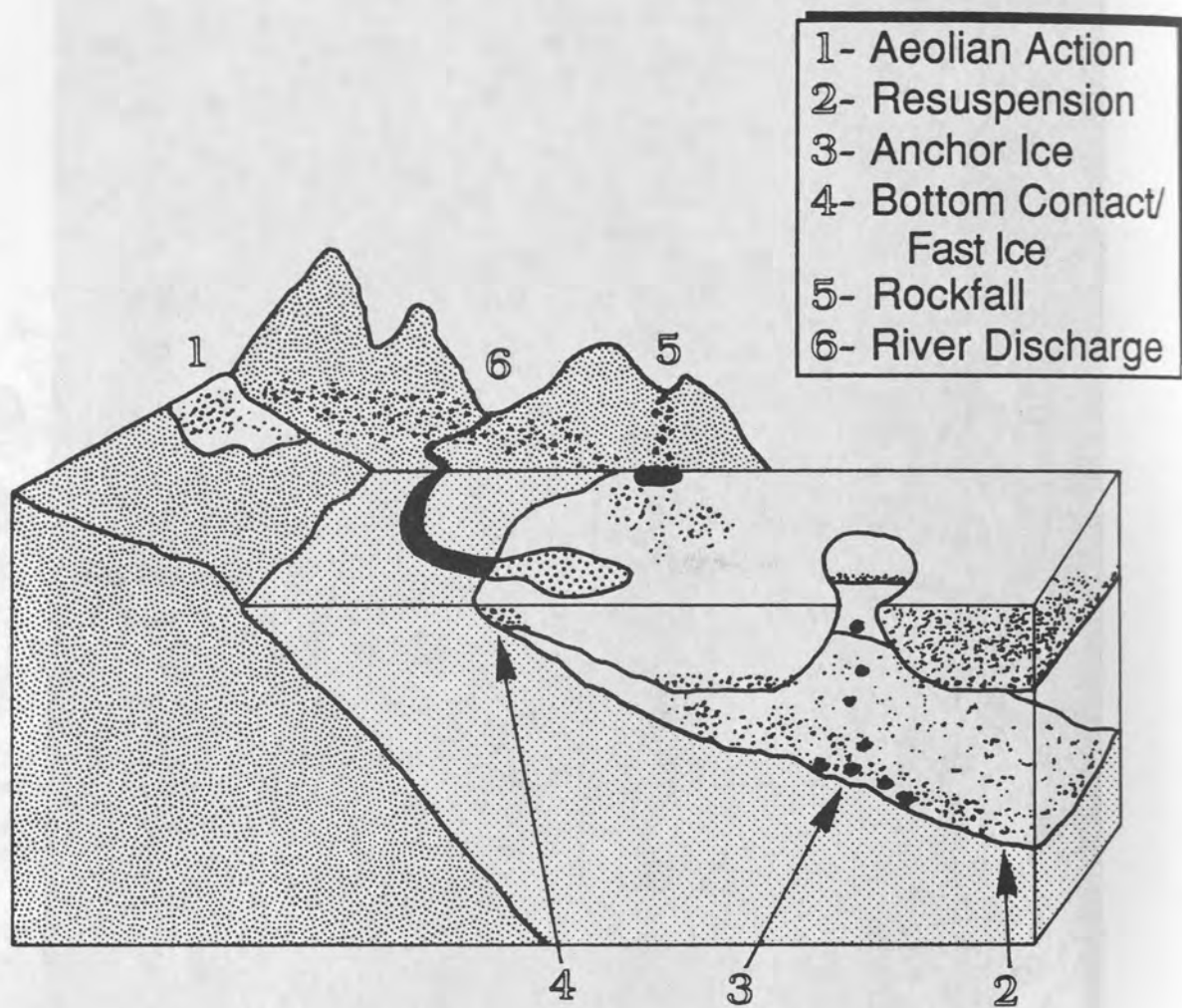


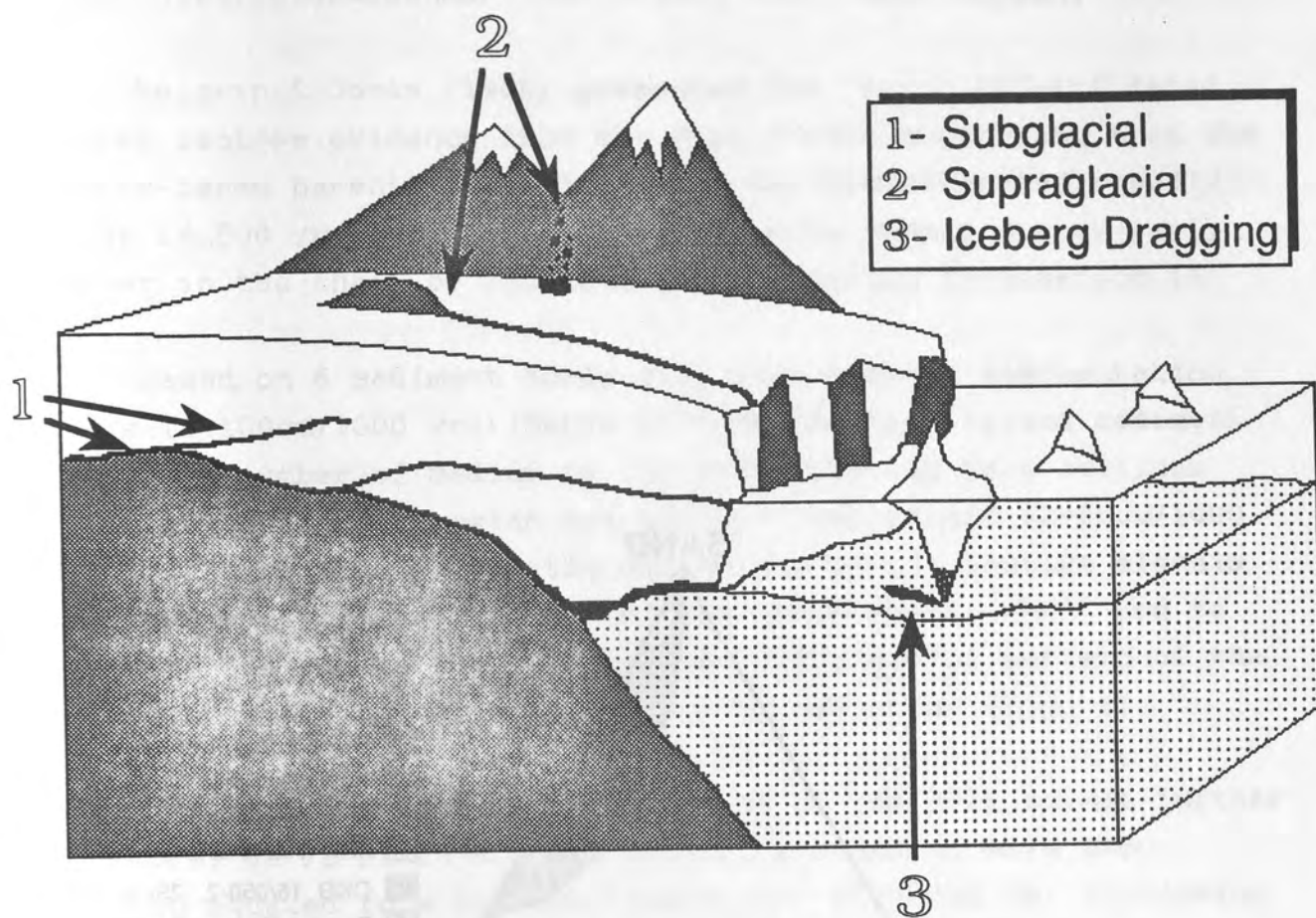
15063-

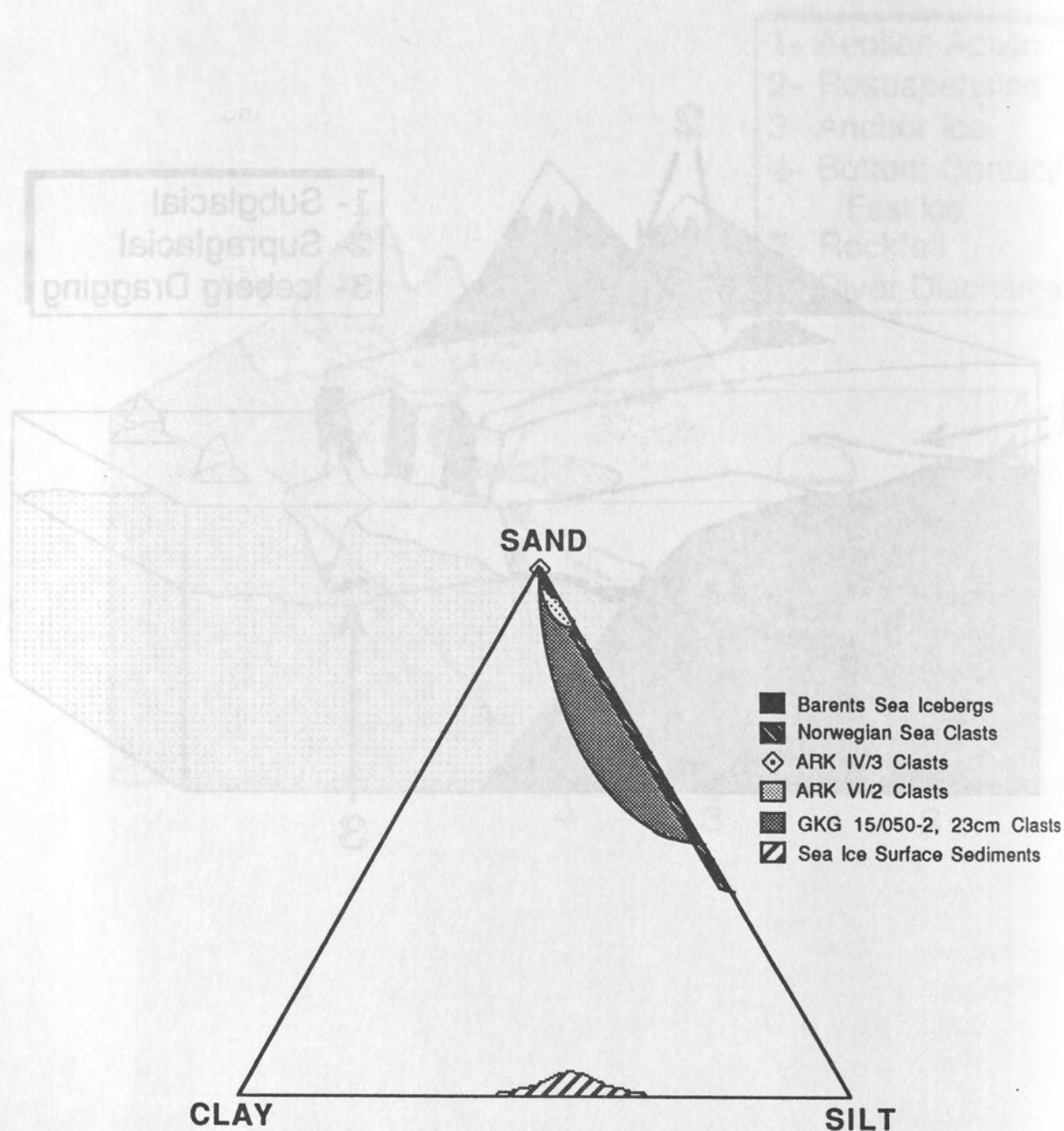




FS 7







EARLY DECAY OF BARENTS SHELF ICE SHEET - SOUTHWARD SPREAD OF STABLE ISOTOPE SIGNALS ACROSS THE EASTERN NORWEGIAN SEA

M. Hahn¹, M. Sarnthein¹, E. Vogelsang¹ & H. Erlenkeuser²

¹Geologisch-Paläontologisches Institut und ²¹⁴C-Labor, Universität Kiel, Olshausenstr. 40, D-2300 Kiel, West Germany

Keigwin & Jones (1988) presented the first AMS-¹⁴C dated oxygen isotope evidence from the Fram Strait suggesting that the marine-based Barents Shelf Ice Sheet has disintegrated rapidly about 14,500 yrs ago. This melting process formed a very early member in the chain of deglacial events during Termination IA.

Based on 6 sediment cores with high average sedimentation rates (9-100cm/1000 yrs) (Table 1) from the Bear Island sediment fan and a number of medium to low sedimentation rate sections from the central Norwegian Sea and the Fram Strait (2-10cm/1000 yrs), we were able to map the oxygen and carbon isotope signals of N. pachyderma l.c. linked to this catastrophic event and to identify the source and the regional distribution pattern of the meltwater spike as defined by its $\delta^{18}O$ amplitude (Fig. 1).

The maximum spike was centered SW of the Bear Island further offshore, at 72°N, 10°E. Its amplitude reaching more than 3‰ then equated to a salinity reduction of about 3‰ (following an equation for the glacial ocean of Vogelsang, 1990). Contrary to our expectations, the amplitude of the spike decreased markedly towards the nearby ancient shoreline and ice margin at 72°N. The meltwater plume spread mainly towards the south, reaching across the Vøring Plateau. A less pronounced, narrow meltwater branch spread north close to the Spitsbergen margin towards the Arctic.

This dispersion of the meltwater suggests a dominantly clockwise surface-water circulation in the Norwegian-Greenland Sea during deglacial times, being opposed to the present counter-clockwise currents and probably being driven by strong (north)westerly winds (as proposed by the model of Crowley & Häkkinen, 1988). This wind and current system probably caused

coastal upwelling of more saline subsurface water along the NW-SE running Bear Island margin leading to the unexpected reduced $\delta^{18}\text{O}$ meltwater spikes immediately offshore at 72°N (Fig. 1). The upwelling-induced productivity resulted in extremely negative nearshore $\delta^{13}\text{C}$ values along the continental margin downstream up to 63°N (-0.15 to -0.2‰ of *N.pachyderma*, equal to 0.6 - 0.65‰ $\delta^{13}\text{C}$ of the ambient seawater; Labeyrie et al. 1985). The clockwise surface circulation in the Norwegian Sea implies that the deepwater formation strongly declined, which resulted in an estuarine deepwater circulation regime and a breakdown of Atlantic deepwater ventilation during early Termination IA. (Boyle & Keigwin, 1986, Fairbanks, 1989, Sarnthein & Tiedemann, 1990)

Acknowledgements

This study was supported by the Sonderforschungsbereich 313 at the University of Kiel.

References

- Boyle & Keigwin (1986): Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories.- *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 135-150.
- Crowley, T.J. & Häkkinen (1988): A new mechanism for decreasing North Atlantic Deep Water production rates during the Pleistocene.- *Palaeoceanography*, 3: 249-258.
- Fairbanks, G.R. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, 342: 637-642.
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - *Nature*, 336: 56-59.
- Labeyrie, L.D. & Duplessy, J.C. (1990): Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140,000 years: High latitude surface water records.- *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 50: 217-240.

- Morris, T.H. (1988): Stable isotope stratigraphy of the Arctic ocean: Fram Strait to Central Ocean.- *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 64: 201-219.
- Ramm, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea.- *Boreas*, 18: 255-272.
- Sarnthein, M. & Tiedemann, R. (1990): Younger Dryas-style cooling events at glacial Termination I - IV over the last 650,000 years.- in press.
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand von stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- Diss., Universität Kiel.

Table Caption:

Table 1: Locations and average sedimentation rates at cores from the Norwegian Sea. M = Meteor; PS = Polarstern;

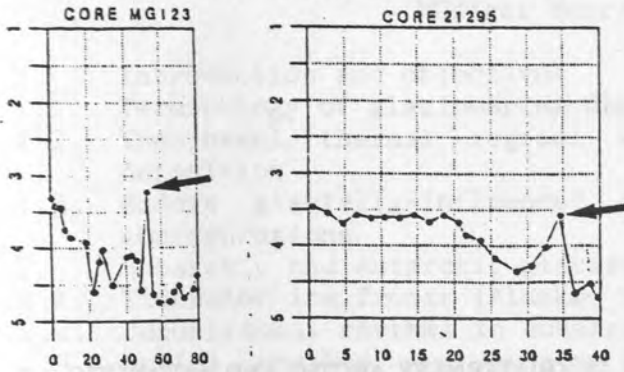
Figure Caption:

Figure 1: Glacial meltwater spike as defined by the $\delta^{18}O$ amplitude between the end of the Last Glacial Maximum and the $\delta^{18}O$ minimum peak (arrows) immediately above, shown in a number of core transects from the Norwegian Sea. For locations see Table 1.

Table 1

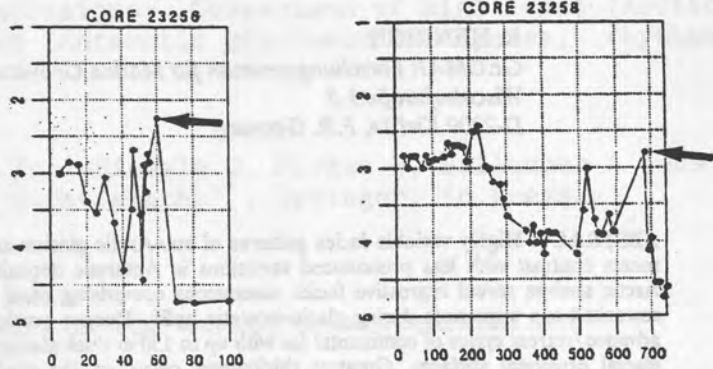
Core	average sedimentation	geogr. position		source of $\delta^{18}O$ data
	rate over termination IA [cm/1000yr]	latitude	longitude	
PS 21295	2.5	77°59'N	2°25'E	Jones & Keigwin(1988)
MG 123	7.9	79°16'N	0°48'E	Morris((1988)
M 23258	83.7	75°00'N	13°58'E	own data
M 23256	8.7	73°10'N	10°57'E	"
M 23259	9.5	72°02'N	9°16'E	"
M 23260	11.0	72°09'N	11°27'E	"
M 23261	27.0	72°11'N	13°06'E	"
M 23262	about 100	72°14'N	14°26'E	"
M 23068	1.7	67°50'N	01°30'E	"
M 23071	9.4	67°05'N	02°55'E	"
M 23074	19.8	66°40'N	04°54'E	"
PS 23205	about 50	67°37'N	05°46'E	Zahn in: Ramm(1989)

FRAM STRAIT

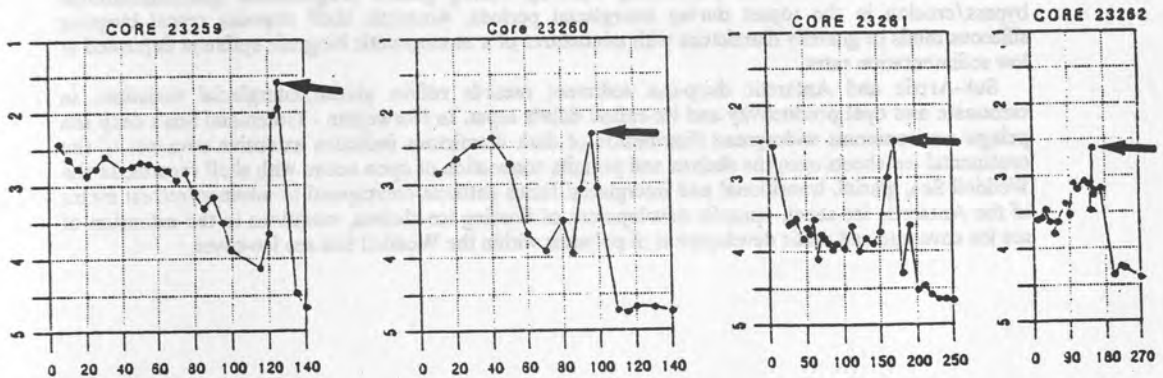


←
INCREASING
DISTANCE FROM
CONTINENTAL MARGIN

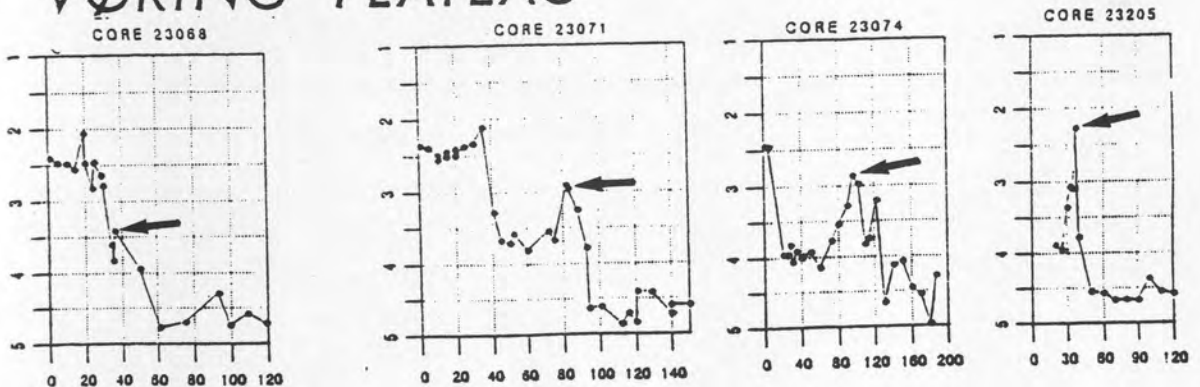
BEAR ISLAND FAN



$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ (N. pachyderma sin.)



VØRING PLATEAU



depth in core (cm)

CYCLES, RHYTHMS, AND EVENTS IN QUATERNARY ARCTIC AND ANTARCTIC GLACIOMARINE DEPOSITS

R. HENRICH

*GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften
Wischhofstraße 1-3
D-2300 Kiel 14, F.R. Germany*

ABSTRACT. Highly variable facies patterns of sub-Arctic glaciomarine continental margin environments contrast with less pronounced variations in Antarctic deposits. Shallow portions of the sub-Arctic shelves reveal regressive facies successions comprising basal lodgement till and high energy reworked top sequences during glacio-isostatic uplift. Deeper portions of sub-Arctic shelves record advance/retreat cycles of continental ice with up to 150 m thick glaciogenic units which are separated by glacial erosional surfaces. Greatest thicknesses occur on the shelf break and upper slope with depocenters situated at the mouth fans. Prograding slope sequences reveal a complex sigmoid-oblique seismic character formed by alternating build-up during glacial progradation and depositional bypass/erosion in the topset during interglacial periods. Antarctic shelf deposits reveal biogenic siliceous muds or gravelly diamictos with admixtures of a monogenetic biogenic epifauna deposited at low sedimentation rates.

Sub-Arctic and Antarctic deep-sea sediment records reflect glacial/interglacial variations in carbonate and opal productivity and ice-rafted debris input. In Norwegian - Greenland Sea's deep sea pelagic environments widespread distribution of dark diamictos indicates extensive advances of the continental ice-sheets onto the shelves and permits connection of open ocean with shelf records. In the Weddell Sea, glacial, transitional and interglacial facies patterns correspond to advance/retreat cycles of the Antarctic ice-sheet, episodic development of floating ice-shelves, variations in the extension of sea ice coverage and cyclic development of polynyas within the Weddell Sea sea ice-cover.

**Cycles, rhythms and events on high input and low input glaciated
continental margins (an overview)**

Rüdiger Henrich*

1. Introduction and objectives
 - 1.1. Terminology of glaciomarine deposits
 - 1.2. The basal thermal regime: a major control on glacial deposition
 - 1.3. Modern glacially-influenced continental margin / basin configurations
2. Subarctic and Antarctic glaciomarine sequences
 - 2.1. Tidewater ice fronts (Alaska, Svalbard)
 - 2.2. Depositional rhythms in subarctic Quaternary shelf deposits
 - 2.3. Cycles, rhythms and events in Norwegian-Greenland Sea deep sea sedimentary records
 - 2.4. Cyclic and rhythmic patterns in Antarctic glaciomarine shelf and continental slope records
3. Summary and Conclusions: Comparison of high input (Arctic) versus low input (Antarctic glaciomarine cycles, rhythms and events)

Revised manuscript, In : Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds)
"Cycles and Events in stratigraphy" , Springer, in press.

* Rüdiger Henrich
GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften
Wischhofstr. 1-3
D- 2300 Kiel 14
W- Germany

3. Summary and Conclusions: A comparison of high input (Sub-Arctic) versus low input (Antarctic) glaciomarine depositional cycles, rhythms and events

Subarctic glaciomarine deposits contain a large variety of facies due to: 1) complex water mass configurations in the open ocean and on the shelves, e.g. Atlantic surface waters (Norwegian Current) versus cold polar waters (Greenland Current, Arctic Surface Water, Spitsbergen Current); 2) changes in sea ice cover, iceberg production and ice rafting of debris; and 3) variable discharges of meltwater along ice fronts. Pronounced changes in water mass characteristics and configurations in response to glacial/interglacial climatic shifts result in deposition of cyclic and rhythmic facies successions both in offshore and in shelf environments.

Antarctic glaciomarine environments are characterized by prevalence of cold polar waters over the shelves with seasonally variable sea ice coverage and only negligible meltwater input. Glacial/interglacial shifts in water mass properties and configurations mainly influence the outer shelf and continental slope environments.

Advance/ retreat cyclicity of the large glacial ice sheets reshaped the topography Antarctic and Arctic shelves. In response to strong ice-isostatic depression deep basins formed on the inner Antarctic shelves, while the subarctic shelves are characterized by deep glacially eroded troughs and intermittent shallow banks arranged along flow direction of the major ice streams.

Due to their rather shallow average depth and complex topographic structure, facies patterns on the subarctic shelves have been strongly influenced by sea level fluctuations and ice-isostatic rebound. As a result regressive facies successions are observed which were deposited by grounded ice sheets and within proximal glaciomarine sediments during glacial time, followed by a high energy reworked top sequence as eustatic sea level rose during late glacial ice-isostatic uplift. The high energy deposits consist of lag deposits on shallow and deep banks and accumulation of fine grained winnowed sediment in the troughs. On shallow banks such as Spitsbergenbanken a polygenetic biogenic carbonate lag deposit with a current-excavated, soft bottom molluscan infauna and a secondary hard-substrate high energy epifauna (bryozoans, barnacles and serpulids) forms the top unit. On deeper banks lag deposits are frequently iron encrusted.

So far no similar rhythmic facies successions have been reported from the Antarctic shelves. Here, biogenic siliceous muds or gravelly diamictos with admixtures of a monogenetic biogenic

hardground epifauna (e.g. bryozoans and siliceous sponges) have been deposited at low sedimentation rates. The low sedimentation rate and the overall low thickness of the glaciomarine unit is the result of a combination of various factors, e.g. intensive winnowing by the Antarctic Coastal Current, low melting rates of icebergs in cold shelf waters, low debris concentrations in the cold polar ice masses, and deposition of only a thin blanket of lodgement till during glacial advance.

Subarctic shelf sections that were less affected by reworking during deglacial glacio-isostatic uplift record advance/ retreat cycles of continental ice sheets grounded on the shelves; identified by thick complex transgressive and regressive till and associated glaciomarine deposits. No such pattern has been recognized on the Antarctic shelves.

Glacial/interglacial cyclicity in open ocean environments of the Norwegian- Greenland Sea is best recorded by cyclic variations in carbonate productivity of surface waters (e.g. variations in strength or absence of the Norwegian Current) and a, to lesser degree, cyclicity in IRD fluxes. IRD fluxes, terrigenous reworked organic carbon and dissolution records reflect rhythmic patterns that correlate with major advances and retreats of the continental ice sheets close to the shelf break. Variations in meltwater discharge, surges and melting rates of icebergs form oscillating low salinity surface water lids offshore that may have decreased deep water renewal in the eastern Norwegian Sea and episodically resulted in corrosive bottom waters. A rather humid glacial climate would favor these configuration by a strong moisture supply and by alternating freeze on / thawing conditions on the base of the grounded ice sheets.

Multiple glacial/interglacial cyclicity in the Antarctic have been reported from the upper continental slope off Cape Norvegia, Weddell Sea. The cyclicity corresponds to advance / retreat cycles of the Antarctic ice sheet across the shelf, episodic development of floating ice shelves, variations in the extension of sea ice coverage and cyclic variations in surface water

**Zur paläo-ozeanographischen Entwicklung
der Islandsee
während der letzten 360 000 Jahre**

(Sedimentologische Untersuchungen am Kern 23353-2/5)

**Diplomarbeit Teil B (Laborarbeit) am
Geologischen-Paläontologischen Institut der
Christian-Albrecht-Universität Kiel**

von

Britta Jünger

Kiel, August 1990

7. Zusammenfassung

Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an dem 10.6 m langen Sedimentkern (23353-2/5) aus der Islandsee lassen eine paläo-ozeanographische Rekonstruktion der letzten 360 ky zu.

Anhand von Messungen des Kalziumkarbonat- und organischem Kohlenstoffgehaltes, sowie einer Grobfraktionsanalyse, lassen sich die Lithologien des Kerns bestimmten ozeanographischen Verhältnissen zuordnen.

Lithofazies B₃: Foraminiferen-reiche Schlämme sind im Übergangsbereich zwischen atlantischem und arktischem Oberflächenwasser entstanden.

Lithofazies B₂: helle Foraminiferen-führende siltig-sandige Schlämme sind unter polaren Bedingungen, wie heute im Ostgrönland-Strom herrschen, entstanden.

Lithofazies C: olivegraue Foraminiferen-führende siltig-sandige Schlämme sind während der frühen Glaziale mit extremen polaren Einfluß entstanden.

Lithofazies E und F: gräulich-olive bis dunkelgraue Diamikte sind in Stadium 10 entstanden und deuten starken Sedimenteintrag von Eisbergen in die Islandsee an.

Neben diesen Untersuchungen wurden die ersten 350 cm des Kerns mit Hilfe der Sedimentationswaage untersucht. Dabei ließen sich 6 Typen charakterisieren, die deutlich das unterschiedliche Vorkommen von planktischen Foraminiferen erkennen lassen. So nimmt mit der Kernteufe auch der Anteil an planktischen Foraminiferen zu, der Quarzgehalt dagegen ab. Eine Zuordnung der Typen zu glazialen und interglazialen Zeiten zeigt, daß die Typen I und II dem Stadium 1 zugeordnet werden können. Stadium 3 zeigt fast ausschließlich Typ III, nur im Übergang zu Stadium 4 kommt Typ IV vor. Stadium 2 und 4 werden vom Sedimenttyp IV vertreten. Typ V bildet die Sedimente in den Stadien 5 und 6, nur im Übergang zwischen 5 und 6 kommt der Sedimenttyp VI vor, der die Abkühlung und anschließende drastische Erwärmung vor dem Isotopenevent 5.5 anzeigt.

Mit Hilfe der Isotopenmessung lassen sich die Abschnitte des Kerns in Glaziale und Interglaziale unterteilen. Die unterschiedliche Ausprägung der einzelnen Interglaziale ist auf den unterschiedlichen Einfluß des warmen Atlantikwassers zurückzuführen. So zeigt nur Stadium 5.5 ähnliche Verhältnisse wie heute. Während zu den Zeiten von Stadium 3 und 7 kühlere Bedingungen vorherrschten, zeigt Stadium 9 wärmere Verhältnisse.

Die Glaziale sind neben dem Einfluß vom warmen Atlantikwasser auch noch von der Ausbreitung der Eisbedeckung des Ostgrönland-Stromes abhängig. Die Stadien 6 und 10 zeigen den stärksten polaren Einfluß, wobei Stadium 10 aufgrund der fehlenden planktischen Foraminiferen und geringen Karbonatgehalt auf eine lang andauernde Eisbedeckung schließen läßt. Auch Stadium 8 zeigt trotz hoher Karbonatproduktion starke Variabilität im Vorkommen von planktischen Foraminiferen, was auf kurzfristige Zufuhr von kalten Wassermassen mit teilweiser Eisbedeckung deuten läßt. Die Stadien 2 und 4 zeigen einen typisch erhöhten Eintrag an eistransportiertem Material am Ende der Glaziale, welche das Abschmelzen des Eises und den anschließenden Übergang zum Interglazial anzeigen.

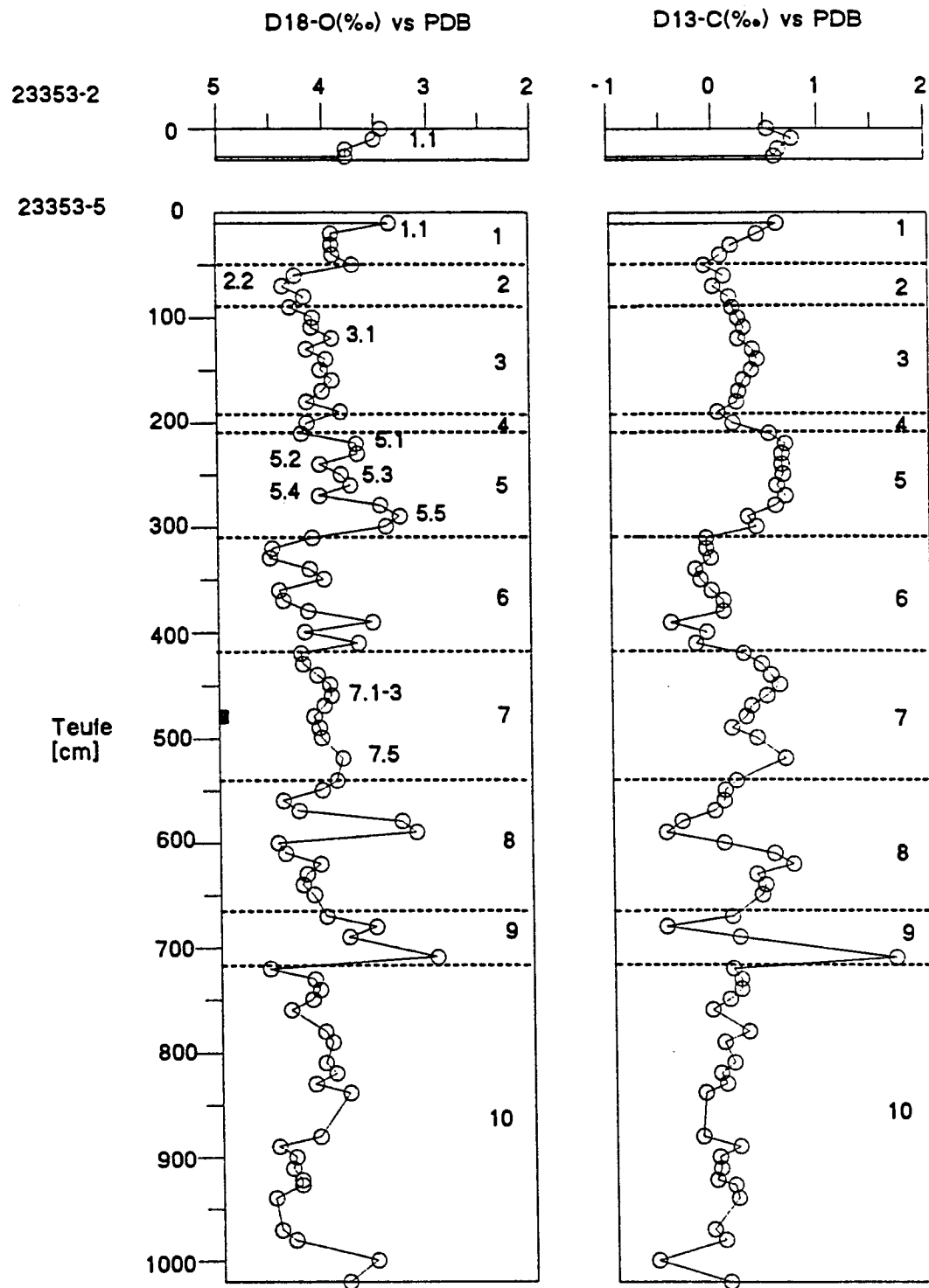


Abb.6 D18-O und D13-C Kurven für GKG 23353-2 und KAL 23353-5
 ■ Lage der Asche

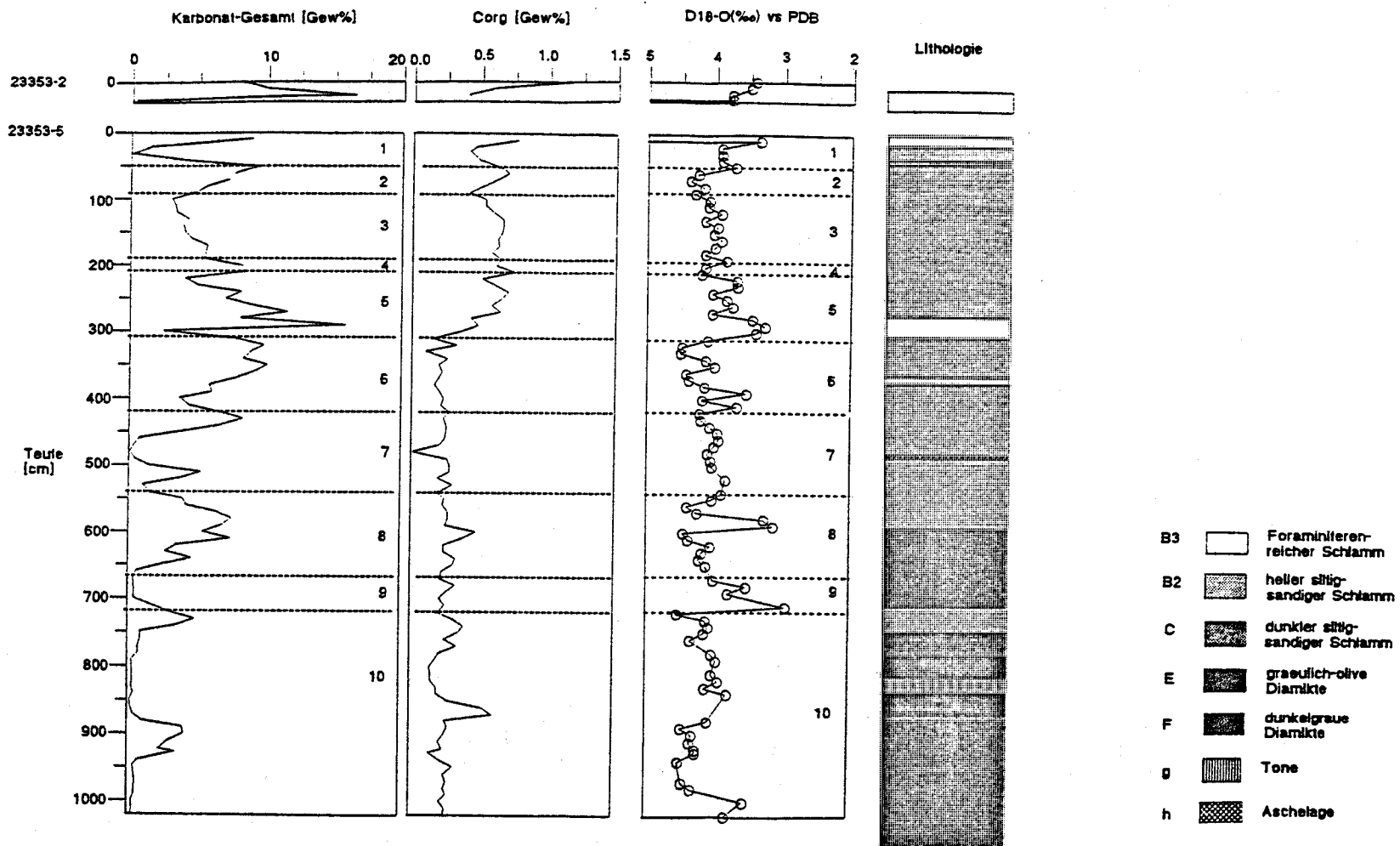


Abb.9 CaCO_3 - und C_{org} Gehalt, sowie Lithologie und Isotopenkurve des GKG 23353-2 und KAL 23353-5

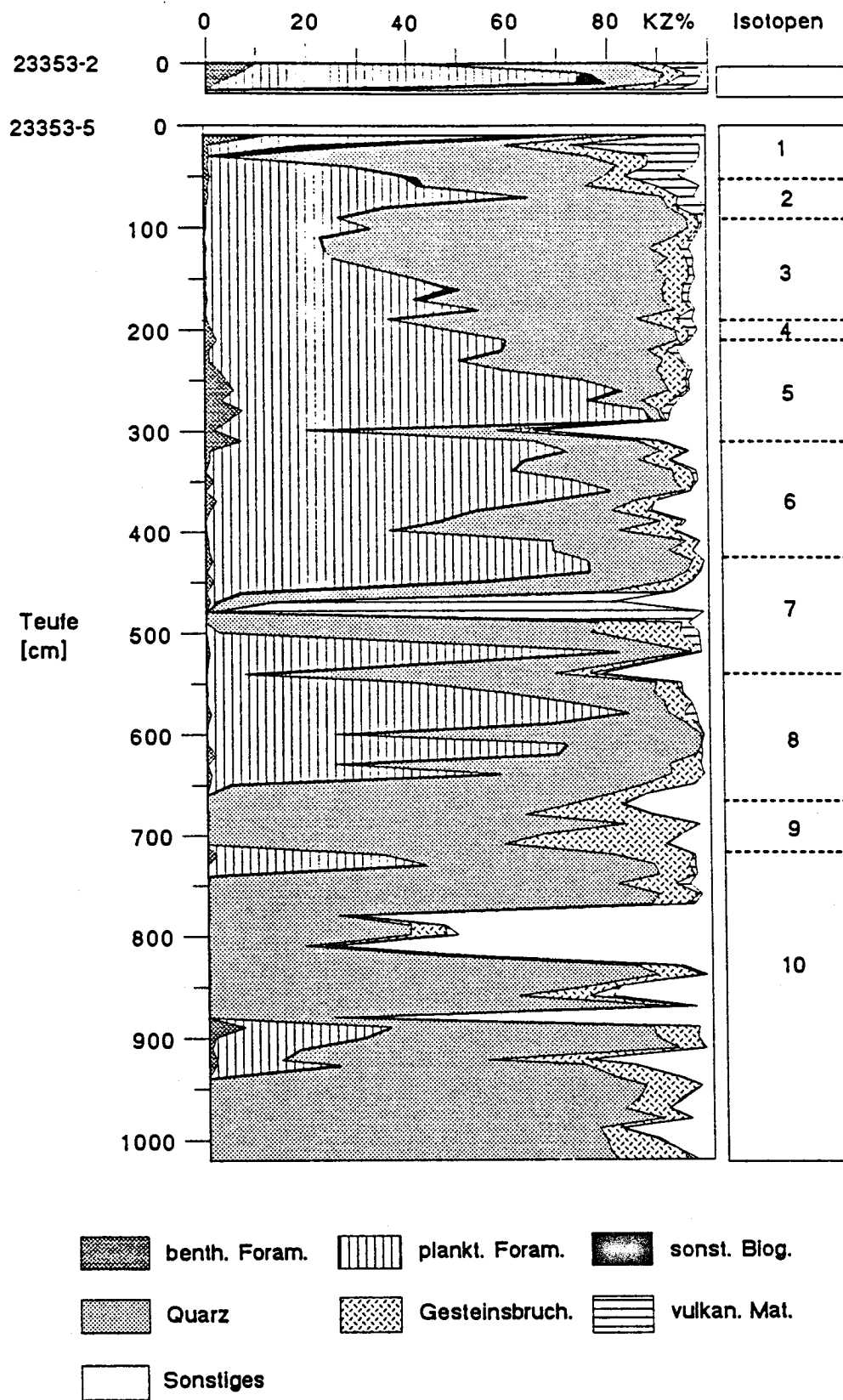


Abb.12 Komponentenanalyse der Fraktion 125-500 μm

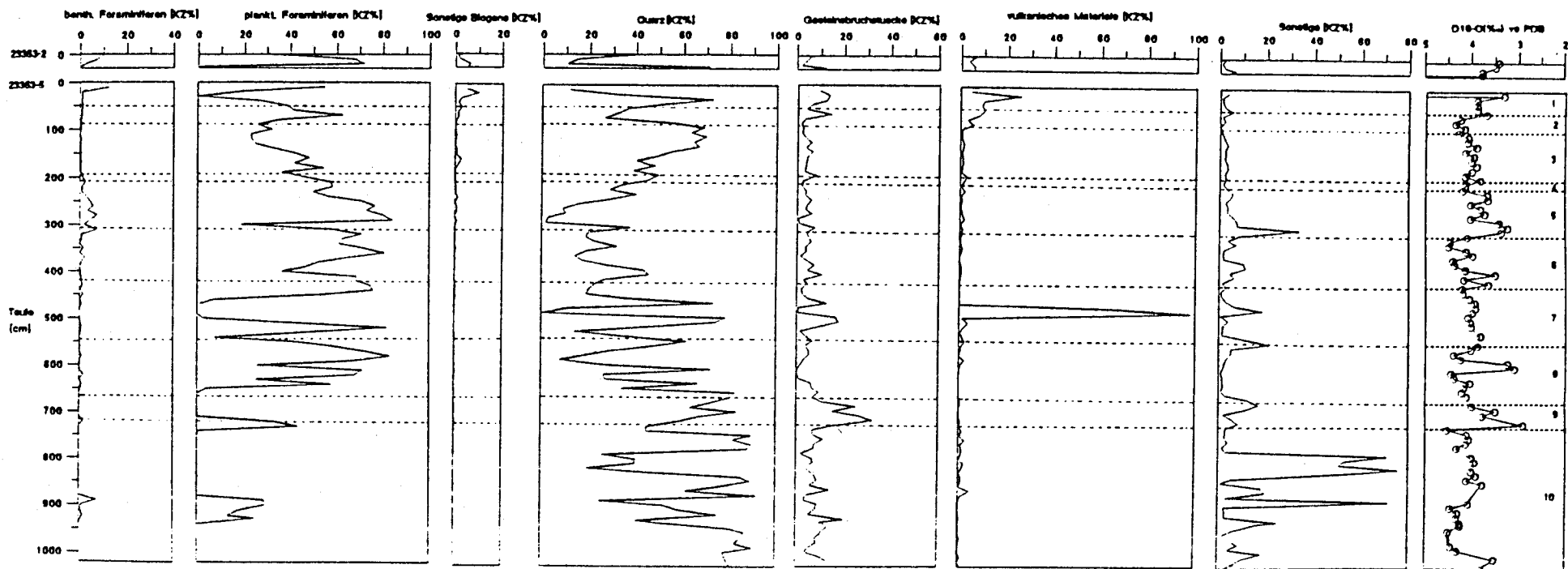


Abb.13 Anteile der einzelnen Komponenten in der Fraktion 125-500 µm

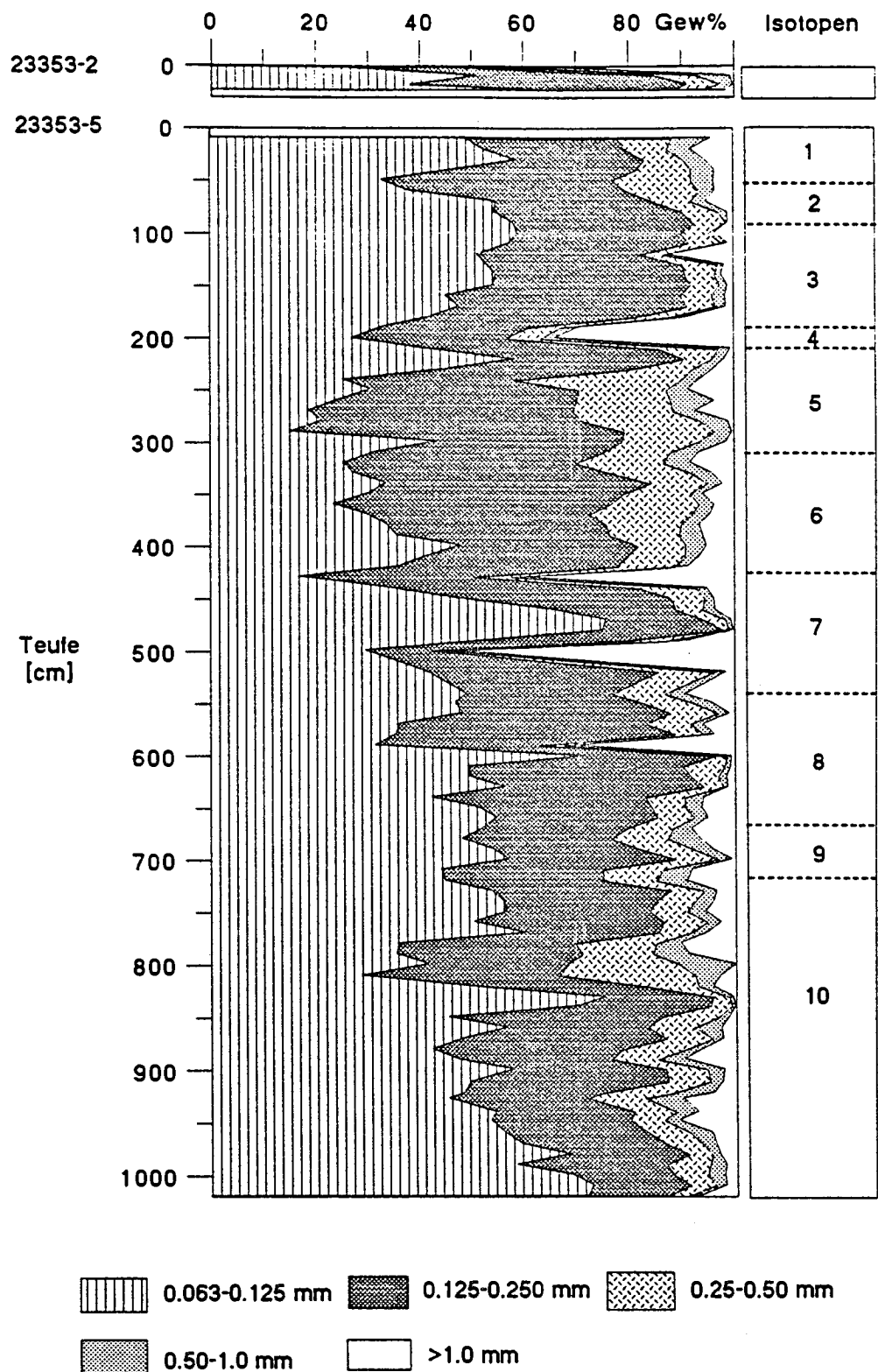


Abb.10 Korngrößenverteilung des GKG 23353-2 und KAL 23353-5

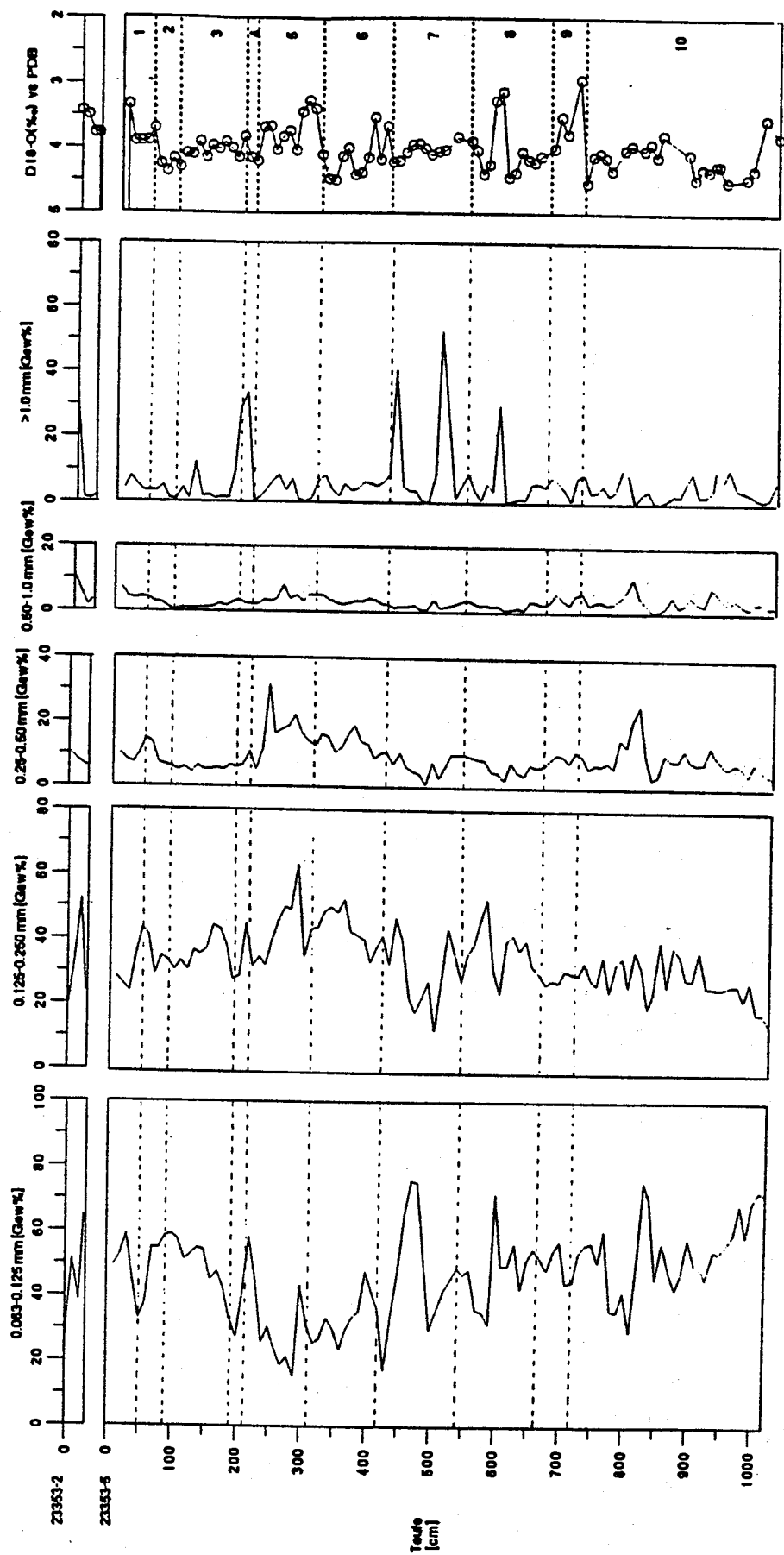


Abb.11 Anteile der Fraktionen im GKG 23353-2 und KAL 23353-5

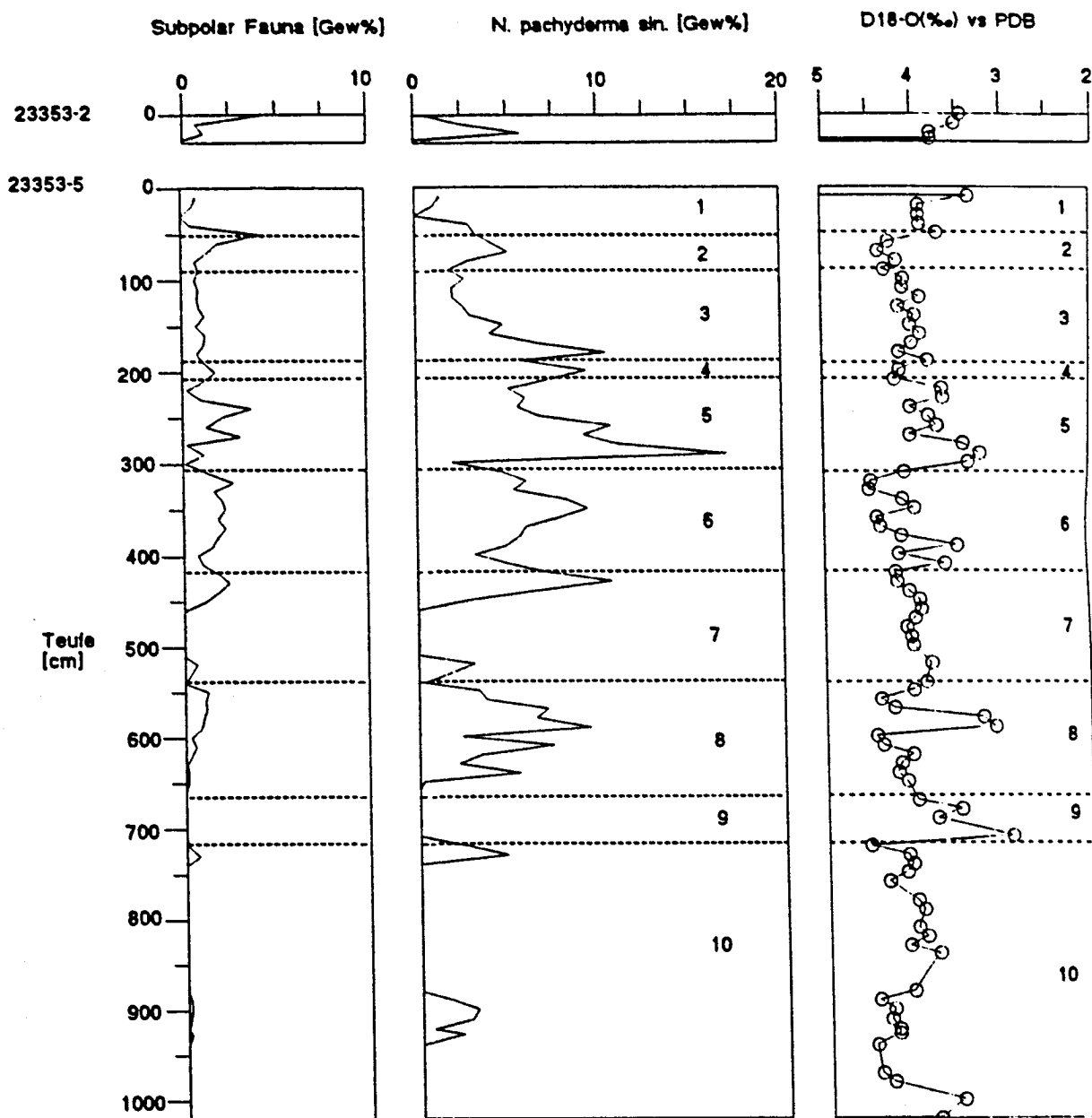


Abb.14 Anteil an Subpolar Fauna und *Neogloboquadrina pachyderma sin.*

5. Komponentenanalyse der Grobfraction mit Sedimentationswaage und Separator

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse mit der Sedimentationswaage zeigen für die Proben unterschiedliche Verteilungen der Sinkgeschwindigkeit [PSI], die sich in 6 Gruppen (Typ I bis Typ VI) zusammenfassen lassen. Die einzelnen Gruppen unterscheiden sich augenfällig durch das jeweils charakteristische Auftreten einzelner PSI-Modi. Insgesamt können fünf verschiedene Modi unterschieden werden (A bis E). Für diese Modi kann neben dem Mittelwert auch die Standardabweichung [PSI] variieren, so daß einige Modi ein größeres Sinkgeschwindigkeitsintervall aufweisen als andere.

Für die Modi können näherungsweise folgende Sinkgeschwindigkeitsintervalle angegeben werden, die sich partiell auch überlappen (siehe Abb.23):

- A : -3.37 bis -1.50 PSI
- B : -1.19 bis -0.44 PSI
- C : -0.56 bis 0.07 PSI
- D : 0.12 bis 0.49 PSI
- E : 0.62 bis 1.77 PSI

Die Verteilungen der Sinkgeschwindigkeit [PSI] kann in Korngrößenverteilungen [PHI] umgerechnet werden. Dieser Berechnung zugrundegelegt wurde eine Dichte von 2.65 g/cm^3 (Quarz), eine Temperatur von 24°C , sowie ein Shape Faktor [SF] von 0.65 als Näherung für die Partikelform und Oberflächenbeschaffenheit von natürlich vorkommenden Sandkörnern.

- A : 0.25 bis 2.11 PHI (0.840 bis 0.232 mm)
- B : 2.34 bis 2.82 PHI (0.197 bis 0.141 mm)
- C : 2.74 bis 3.14 PHI (0.149 bis 0.113 mm)
- D : 3.16 bis 3.38 PHI (0.111 bis 0.096 mm)
- E : 3.45 bis 4.07 PHI (0.091 bis 0.059 mm)

Unterschiedliche Dichte, Oberflächenbeschaffenheit und Größe der Partikel führen zu unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten. Das heißt, daß in einzelnen PSI-Modi bestimmte Komponenten bevorzugt vorkommen. Dies wurde bestätigt über das Auszählen von PSI-Intervallen nach deren Abtrennung mit dem Separator. So befinden sich benthische Foraminiferen fast ausschließlich in A, da sie Größenbedingt eine hohe Sinkgeschwindigkeit besitzen. Quarz hingegen bildet den Hauptanteil in C, D und E, ist aber auch in den anderen Sinkgeschwindigkeitsintervallen vertreten. Planktische Foraminiferen stellen den größten Anteil in B dar. Gegenüber Quarz ist die Verteilung enger, was auf das bevorzugte Auftreten einer einzelnen Art

(*Neoglobobulimina pachyderma* sin.) zurückzuführen ist. Große Gesteinsbruchstücke (i.d.R. "Dropstones") sind schwer zu erfassen. Durch die hohe Sinkgeschwindigkeit kommt es zu Schwingungen der Waage und damit ungenauen Werten im Bereich $< -3.0 \text{ PSI}$ ($> 0.60 \text{ mm}$). Aus diesem Grund wurde der Bereich zwischen -5 und -3 PSI bei den PSI-Verteilungskurven nicht wiedergegeben.

Aufgrund unterschiedlicher Anteile der einzelnen Sinkgeschwindigkeitskomponenten, können die Proben den einzelnen Typen zugeordnet werden (siehe Anhang), die alle Übergänge zwischen "Quarzsand" und "Foraminiferensand" zeigen.

5.1 Typ I

(GKG : 0 cm, KAL : 10 cm, 40 cm)
"Quarz-Foraminiferensand"

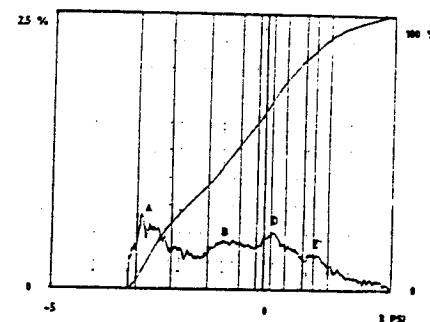


Abb.16 Typ I (Probe GKG 0 cm) läßt deutlich A und E erkennen (B,C und D überlagern sich). In den markierten PSI-Intervallen (abgetrennt mit dem Separator) wurde ausgezählt (Tab.9). (Ordinate: 2.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Ausgezeichnet sind alle Verteilungen dieses Typs durch ihren flachen Kurvenverlauf. In den einzelnen Proben überlagern sich die Sinkgeschwindigkeitskomponenten und sind daher nur schwer erkennbar (Abb.16).

Mit Hilfe des Shape Programmes wurden die Anteile in Gew% für die einzelnen Sinkgeschwindigkeitskomponenten der Proben

rechnerisch bestimmt. Für Sinkgeschwindigkeitskomponenten mit hohen Standardabweichungen ist eine Überlappung mit anderen Sinkgeschwindigkeitskomponenten anzunehmen (SGK mit Index, z.B. B' in Tab.8). Bei solchen Prozentwerten liegt eine hohe Unsicherheit der Angaben vor.

C (1 % bis 70 %) und D (2 % bis 30 %) besitzen die größte Standardabweichung. B hat einen allgemeinen geringen Anteil (um etwa 30 %). Während A (16 % bis 29 %) nahezu maximal Werte besitzt, erreicht E (10 % bis 41 %) gegenüber den anderen Typen die höchsten Prozentwerte in diesem Typ (Tab.8).

Aufgrund dieses Verteilungsmusters und des bekannten bevorzugten Auftretens bestimmter Sedimentkomponenten in bestimmten Sinkgeschwindigkeitsintervallen (Separator) läßt sich sagen, daß Quarz und andere terrigene Komponenten vorherrschen, aber auch die planktischen Foraminiferen in einer gewissen Anzahl vorhanden sind. Die Auszählergebnisse von der separierten Sinkgeschwindigkeitsfraktion bestätigen das (vgl. Tab.9).

In den abgetrennten PSI-Fractionen ist deutlich der hohe Anteil an Quarz zu erkennen, der in E bis 73 % reichen kann. Planktische Foraminiferen sind mit bis zu 25 % in C und D vertreten, die jedoch nur einen geringen Anteil an der gesamten Probe ausmachen. Durch alle Sinkgeschwindigkeitskomponenten zieht sich ein Anteil an Gesteinsbruchstücken von 10 % bis 22 %, die damit neben Quarz zu einer der häufigsten Komponenten im Sediment gehören. A wird fast ausschließlich von benthischen Foraminiferen (bis 58 %) gebildet. Somit liegt ein von Quarz und Gesteinsbruchstücken dominiertes Sediment vor, welches zusätzlich einen hohen Anteil an benthischen, aber nur geringe Anteile an planktischen Foraminiferen besitzt.

Betrachtet man die Verteilung der Komponenten (Tab.4) in der ausgezählten Siebfraktion (0.5-0.125 mm), so sind gute Übereinstimmungen mit den Ergebnissen der Auszählung der separierten PSI-Fractionen bei GKG 0 cm und KAL 40 cm zu erkennen (Abb.17). Bei diesen Proben liegt der Quarzanteil zwischen 41 % und 53 %, der Anteil an planktischen Foraminiferen bei 28 % und 31 %, und Gesteinsbruchstücke um 6 %. Bei KAL 10 cm, wo beim Auszählen der Siebfraktion ein extrem hoher Prozentsatz an planktischen Foraminiferen (55 %) registriert wurde und ein Quarzanteil von 11 %, kann keine Übereinstimmung mit den Ergebnissen des Separators gefunden werden. Diese hohen Anteile an planktischen Foraminiferen in KAL 10 cm müßten durch ein markantes B in der PSI-Analyse repräsentiert sein, was hier nicht der Fall ist. Übereinstimmend zeigen beide Analysen für GKG 0 cm hohe Anteile an benthischen Foraminiferen.

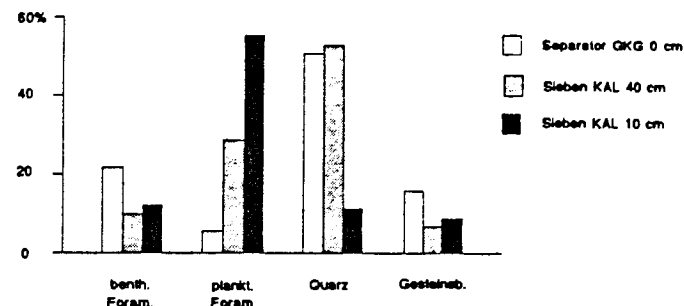


Abb.17 Verteilung der Komponenten in den abgetrennten PSI-Fractionen und der Siebfraktion im Typ I

5.2 Typ II

(GKG : 10 cm, 27 cm, KAL : 20 cm, 31 cm)
"Quarzsand" mit Gesteinsbruchstücken

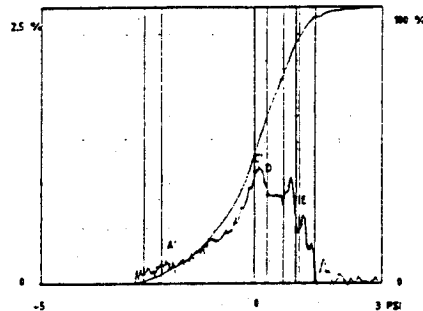


Abb. 18 Typ II (Probe 31 cm) läßt A, C, D und E erkennen. In den markierten PSI- Intervallen (abgetrennt mit dem Separator) wurde ausgezählt (Tab. 9). (Ordinate: 2.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Diese PSI-Verteilung ähnelt der vom Typ I, nur sind C und D wesentlich stärker ausgeprägt (Abb. 18). Charakteristisch für diesen Typ ist das Fehlen von B und die hohen Werte in E (14 % bis 21 %). Die Werte von A (8 % bis 14 %) und C (12 % bis 20 %) liegen niedriger als bei Typ I, während D (32 % bis 40 %) höhere Anteile als bei Typ I besitzt.

Auffallend bei Typ II ist die Überlagerung einzelner Sinkgeschwindigkeitskomponenten (C' und D'), was deutlich in KAL 20 cm zu sehen ist (Tab. 8).

Das Auszählen der Komponenten nach der Separation (Tab. 9) zeigt ein Sediment, daß keine planktischen Foraminiferen besitzt. Der größte Anteil in den Sinkgeschwindigkeitskomponenten wird von Quarz bestimmt (43 % bis 81 %). Aber auch der Anteil an Gesteinsbruchstücken ist höher als in den anderen Verteilungs-Typen. D und E kennzeichnen mit ihren hohen Quarz- und Gesteinsbruchstückwerten dieses Sediment. Benthischen Foraminiferen sind in A mit 7 % vertreten.

Auffallend bei den Auszählergebnissen der Siebfraktion (Tab. 4) von GKG 27 cm und KAL 31 cm sind die sehr geringen Anteile an planktischen Foraminiferen (0 bis 0.24 %) und der hohe Anteil an Quarz (71 % bis 73 %) zusammen mit Gesteinsbruchstücken (11 % bis 12 %). Dies stimmt sehr gut mit den Auszählergebnissen der separierten PSI-Fractionen überein (Abb. 19), die Quarz und Gesteinsbruchstücke als Hauptkomponenten erkennen lassen und in denen keine planktischen Foraminiferen vorkommen.

KAL 20 cm dagegen zeigt einen höheren Anteil an planktischen Foraminiferen (19 %), trotzdem ist der Quarzanteil immer noch dominierend (31 %). GKG 10 cm zeigt nach der Siebanalyse einen extrem hohen Anteil an planktischen Foraminiferen (68 %), der in der PSI-Verteilung nicht zu erkennen ist (Abb. 19). Entgegen den Ergebnissen der ausgezählten Komponenten der separierten PSI-Fractionen dieses Typs, ist bei der Siebanalyse der Quarzanteil gering (15 %). Diese Probe ist deshalb eher zu Typ I mit dem höheren Anteil an planktischen Foraminiferen zu zuordnen. Übereinstimmung in beiden Analyseverfahren gibt es wieder beim Vorkommen von benthischen Foraminiferen.

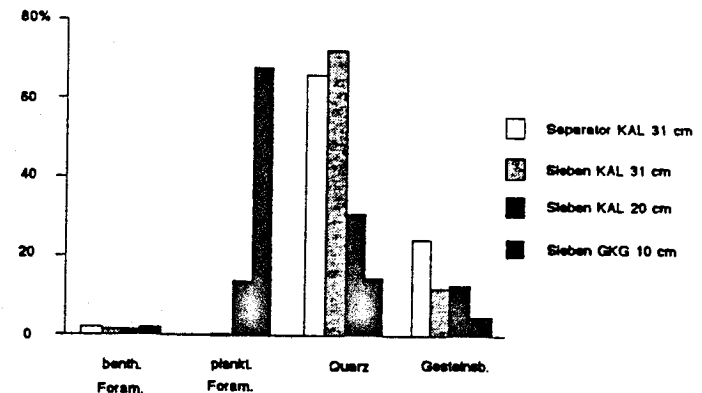


Abb. 19 Verteilung der Komponenten in den abgetrennten PSI-Fractionen und der Siebfraktion im Typ II

Foraminiferen kommen im Sediment nicht vor und der Anteil an Gesteinsbruchstücken ist niedrig.

Der Vergleich mit der Komponentenanalyse an der Siebfraktion (Tab.4), zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Auszählung an den PSI-Fractionen (Separator) (Abb.21). Die Proben KAL 90 cm bis 150 cm besitzen zwischen 49 % und 70 % Quarz als weitaus dominierenden Bestandteil. Planktische Foraminiferen kommen in vergleichsweise geringeren Anteilen vor (23 % bis 42 %). Die Probe KAL 220 cm dagegen besitzt einen sehr hohen Anteil an planktischen Foraminiferen (58 %) und nur 29 % Quarz und wäre somit nach den Ergebnissen aus der Siebanalyse eher zu Typ IV zu zuordnen.

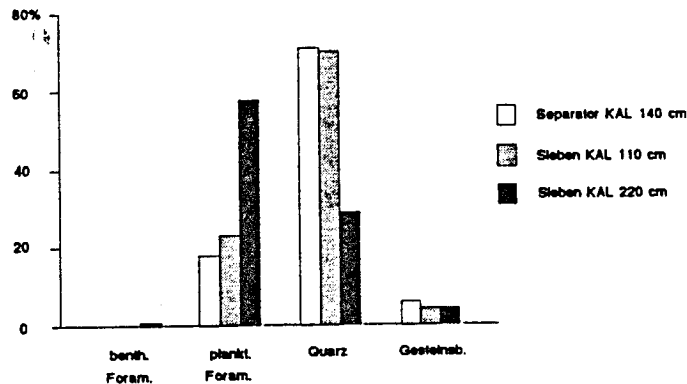


Abb.21 Verteilung der Komponenten in den abgetrennten PSI-Fractionen und der Siebfraktion im Typ III

5.3 Typ III

(KAL : 80 cm, 90 cm, 100 cm, 110 cm, 120 cm, 130 cm, 140 cm, 150 cm, 220 cm)

"Quarzsand" mit planktischen Foraminiferen

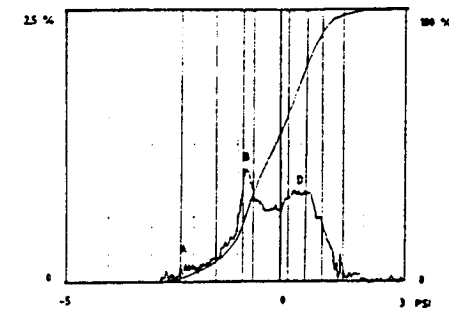


Abb.20 Typ III (Probe 140 m) läßt A,B und D erkennen. In den markierten PSI- Intervallen (abgetrennt mit dem Separator) wurde ausgezählt (Tab.9). (Ordinate: 2.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Charakteristisch für Verteilungen diesen Typs ist das akzentuierte Auftreten von B und D (Abb.20). Daneben kommt noch A und in einigen Ausnahmen (KAL: 110 cm, 120 cm, 220 cm) auch E vor. B weist eine geringe und D eine große Standardabweichung auf (Tab.8).

B und D dieser PSI-Verteilung haben annähernd die gleiche Höhe (Abb.20), da jedoch D eine größere Standardabweichung besitzt, sind auch deren Anteile höher. B zeigt Werte von 12 % bis 36 %, während D bei diesem Typ die höchsten Prozentanteile aller Typen erreicht (37 % bis 68 %). Danach ist Quarz vorherrschend und planktische Foraminiferen kommen als zweithäufigste Komponente vor. Die Anteile von A (11 % bis 29 %) sind höher als bei Typ II und nahezu gleich wie Typ I.

Die Auszählung der Komponenten in den einzelnen PSI-Intervallen nach der Separation (Tab.9) bestätigen dies. Quarz ist in allen Sinkgeschwindigkeitskomponenten mit hohen Prozentwerten (47 % bis 95 %) vertreten. Ein hoher Anteil an planktischen Foraminiferen ist in B zu finden (46 %), in dem der Quarzanteil auf seinen niedrigsten Wert sinkt. Benthischen

5.4 Typ IV

(GKG : 20 cm, KAL : 50 cm, 60 cm, 70 cm, 160 cm, 170 cm, 180 cm, 190 cm, 200 cm, 210 cm, 230 cm)
"Foraminiferensand" mit hohem Quarzanteil

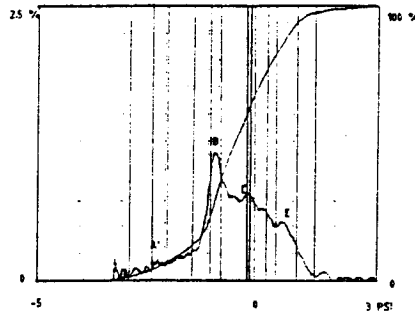


Abb. 22 Typ IV (Probe 170 cm) läßt A, B, C, D und E erkennen. In den markierten PSI- Intervallen (abgetrennt mit dem Separator) wurde ausgezählt (Tab. 9). (Ordinate: 2.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Das Vorkommen aller Sinkgeschwindigkeitskomponenten (A, B, C, D und E), sowie die starke Überlagerung zwischen C und D charakterisieren diesen Verteilungstyp. Die Sinkgeschwindigkeitsverteilung zeigt ein schmales, von der schnellen Seite kommendes steiles B (Abb. 22). A (benthische Foraminiferen) tritt nur bei den Proben 200 cm und 210 cm auf.

Gegenüber Typ III unterscheidet sich die Verteilung durch ein markantes B und kleinere C, D und E (siehe Anhang). Die Anteile von B (9 % bis 22 %), wie auch A (7 % bis 35 %) sind niedriger als bei Typ III (Tab. 8), da die Standardabweichung von B im Typ IV kleiner ist als die in Typ III. C und D repräsentieren zusammen 40 % bis 78 %.

Die Ergebnisse der Komponentenausählung aus den PSI-Fractionen nach der Separation (Tab. 9) zeigen einen höheren Anteil an planktischen Foraminiferen in der Gesamtprobe als bei Typ III. Dies beruht auf hohen Anteilen von planktischen Foraminiferen sowohl in B (bis 70 %), wie auch in C (bis 32 %) und D (bis 16 %). Daneben kommt es im Typ III zu einer

großen Überlappung von B und D (Abb. 23). Daraus resultiert ein hoher Anteil an Quarz in B (schraffierte Fläche).

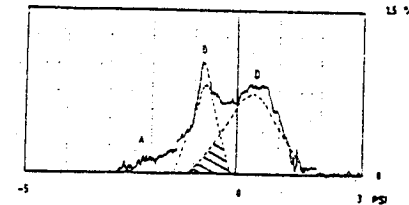


Abb. 23 Darstellung der Überlappung von B und D in Typ III (Probe 140 cm) (Ordinate: 1.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Trotz der hohen Anteile an planktischen Foraminiferen ist der Quarzanteil in der Probe dominierend. In den einzelnen Sinkgeschwindigkeitsintervallen schwanken die Werte zwischen 17 % und 84 %. Die niedrigsten Anteile liegen in B, die höchsten in D und E. Neben Quarz und planktischen Foraminiferen kommen noch Gesteinsbruchstücke vor, die ihre höchsten Anteile wie Quarz in D und E, aber auch in A erreichen. Untergeordnet kommen noch benthische Foraminiferen und Aggregate vor, die ihren maximalen Anteil in A erreichen.

Die Auszählresultate der Siebfraktion (Tab. 4), bis auf GKG 20 cm, zeigen gegenüber Typ III einen erhöhten Anteil an planktischen Foraminiferen (36 % bis 63 %). Dementsprechend liegt der Quarzanteil niedriger (26 % bis 48 %). Der Anteil an Gesteinsbruchstücken liegt bei 2 % bis 14 %. Bei 200 cm und 210 cm kommen 2 % benthische Foraminiferen vor. Diese Ergebnisse der Siebanalyse stimmen sehr gut mit den Auszählresultaten der PSI-Fractionen (Separator) überein (Abb. 24).

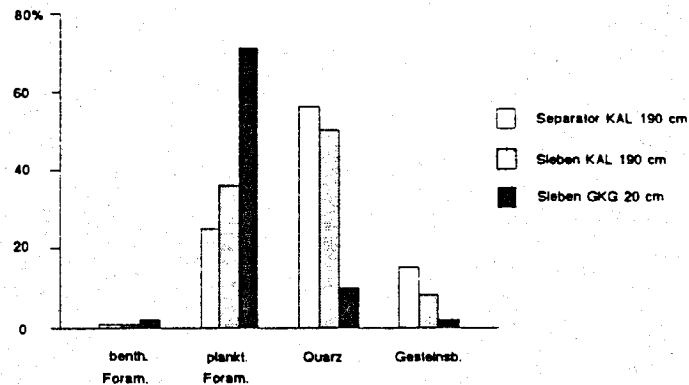


Abb.24 Verteilung der Komponenten in den abgetrennten PSI-Fraktionen und der Siebfraction im Typ IV

5.5 Typ V

(KAL : 240 cm, 250 cm, 260 cm, 270 cm, 280 cm, 290 cm, 310 cm, 320 cm, 330 cm, 340 cm, 350 cm)
"Foraminiferensand"

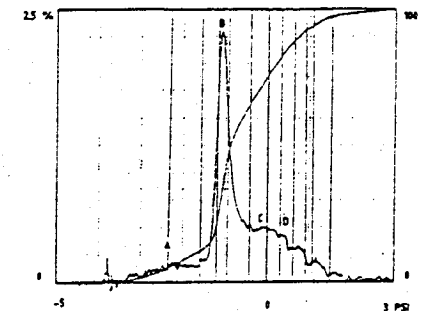


Abb.25 Typ V (Probe 350 cm) läßt A,B,C und D erkennen. In den markierten PSI-Intervallen (abgetrennt mit dem Separator) wurde ausgezählt (Tab.9). (Ordinate: 2.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Die PSI-Verteilung von Typ V (Abb.25) ist durch ein sehr markantes B charakterisiert (21 % bis 51 %). C (20 % bis 72 %) und D (2 % bis 27 %) besitzen, obwohl sie kleiner sind, höhere Anteile als in Typ IV. Dies liegt an der gegenseitigen Überlagerung der beiden Sinkgeschwindigkeitskomponenten (Tab.8).

Gegenüber Typ III und IV liegt der Modalwert von B bei Typ V zu niedrigeren PSI-Werten verschoben (-1.19 bis -0.92 PSI). Die Proben 280 cm und 290 cm bilden eine Ausnahme, sie weisen eine Verschiebung von B zu höheren PSI-Werten auf (-0.44 bis -0.45 PSI). Dies ist auf die unterschiedliche Gehäusegröße zurückzuführen. Die Gehäuse der planktischen Foraminiferen in Typ III und IV besitzen eine Größe von 280 µm, in Typ V aber 300 µm. Die Gehäuse in den Proben 280 und 290 cm dagegen besitzen nur eine Größe von 240 µm. Auch die Standardabweichung von B ist bei Typ V wesentlich geringer (0.09 bis 0.17 PSI) als bei den beiden anderen Typen (0.13 bis 0.46 PSI) (Tab.8).

Bei den Proben 240 cm bis 290 cm und 310 cm läßt sich A (4 % bis 50 %, im Durchschnitt bei 10 %) erkennen, der auf das Vorkommen von benthische Foraminiferen deutet.

Das markante Auftreten von B legt nahe, daß der Anteil an planktischen Foraminiferen sehr hoch ist. Dies findet sich in den Ergebnissen der Auszählung der separierten PSI-Fraktionen (Tab.9) bestätigt. Planktische Foraminiferen sind in allen Sinkgeschwindigkeitsbereichen mit hohen Anteilen vertreten und erreichen in B Werte von 74 % bis 84 %. Quarz bleibt weitestgehend auf D beschränkt, wo bis zu 81 % erreicht werden. A ist durch hohe Anteile an benthischen Foraminiferen (bis zu 35 %) und Gesteinsbruchstücken ausgezeichnet. Hauptkomponenten im Sediment sind jedoch planktische Foraminiferen und Quarz, bei einer geringen Dominanz von planktischen Foraminiferen.

Probe 290 cm hat einen hohen Anteil an Aggregaten (bis 33 %) und benthischen Foraminiferen (34 %), die ihre Maximalwerte in A erreichen.

Bei Auszählung der Siebfraktion (Tab.4) zeigt sich ein hoher Gehalt an planktischen Foraminiferen (57 % bis 84 %) und geringe Gehalte an Quarz (2 % bis 32 %).

Die Proben 240 cm bis 290 cm und 310 cm haben vergleichsweise deutliche Anteile an benthischen Foraminiferen (3 % bis 7 %), was auch aus den PSI-Verteilungen hervorgeht (Abb.26).

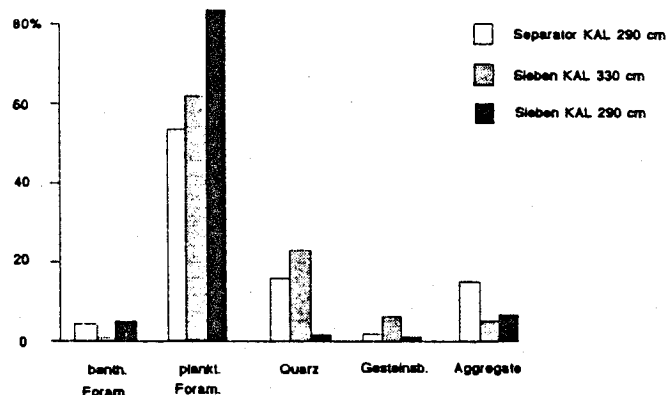


Abb.26 Verteilung der Komponenten in den abgetrennten PSI-Fraktionen und der Siebfraktion im Typ V

5.6 Typ VI

(KAL : 300 cm)
"Quarzsand" mit hohem Anteil an Aggregaten

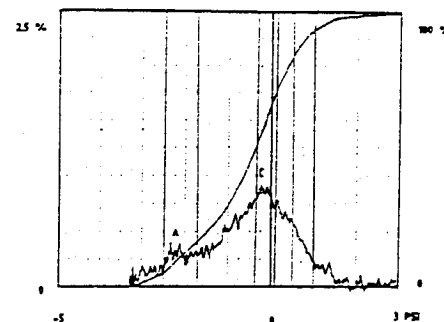


Abb.27 Typ VI (Probe 300 cm) läßt A und C erkennen. In den markierten PSI-Intervallen (abgetrennt mit dem Separator) wurde ausgezählt (Tab.9). (Ordinate: 2.5 Gew% bezogen auf eine Sinkgeschwindigkeitsklasse von 0.02 PSI)

Die PSI-Verteilung (Abb.27) zeigt nur die Sinkgeschwindigkeitskomponenten (A und C), die symmetrisch ausgebildet sind. A macht 18 % und C macht 82 % der Verteilung aus. Beide haben eine große Standardabweichung und deuten auf ein stark terrigen beeinflusstes Sediment, was weder eine Transportsortierung vor der Sedimentation (eistransportiertes Material), noch eine Strömungssortierung nach der Sedimentation erfahren hat.

Betrachtet man die Auszählresultate der separierten PSI-Fraktionen (Tab.9), so zeigen sich drei vorherrschende Komponenten. Quarz, Gesteinsbruchstücke und Aggregate kommen in allen Sinkgeschwindigkeitskomponenten mit hohen, nahezu gleichen Anteilen vor. Dies ist auch die Ursache für die große Breite der Kurve. Benthische Foraminiferen sind mit hohen Anteilen in A (29 %) vertreten.

Bei der Analyse der Siebfraktion (Tab.4) wurden 2 % benthische Foraminiferen, 38 % Quarz und 31 % Aggregate gefunden, planktische Foraminiferen aber nur 19 %. Diese

Ergebnisse stimmen gut mit der SHAPE-Analyse der PSI-Verteilung und den ausgezählten separierten PSI-Fraktionen überein (Abb.28) (Quarz 33 %, Aggregate 27 % und planktische Foraminiferen 9 %, vgl. Tab.9).

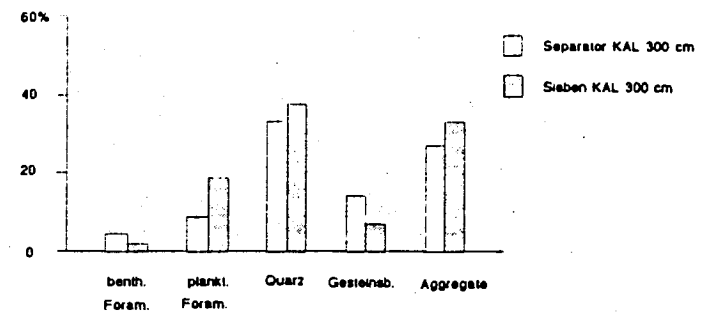


Abb.28 Verteilung der Komponenten in den abgetrennten PSI-Fraktionen und der Siebfraction im Typ VI

5.7 Verteilung der einzelnen Typen in der Sedimentsäule und deren zeitliche Einordnung

Der obere Abschnitt des KAL (bis 40 cm) und der gesamte GKG lassen sich Typ I und Typ II zuteilen, die sich unregelmäßig abwechseln. Beide Typen zeigen extrem hohe Werte in E (Abb.29). Typ II zeichnet sich durch das Fehlen von B aus. Bis 70 cm tritt Typ IV auf, der erhöhte Anteile an B und damit aufgrund der Auszählung der separierten Fraktion einen größeren pelagischen Einfluß erkennen läßt. Im nächsten Abschnitt ist eine Abnahme an B zu erkennen (Typ III). Zwischen 160 cm und 230 cm (Typ IV) nimmt B an Bedeutung wieder zu, während D und C abnehmen. Bis 350 cm kommt Typ V vor, der sich durch ein markantes B auszeichnet und die anderen Sinkgeschwindigkeitskomponenten nur schwer erkennen läßt. Nur bei 300 cm ist noch einmal der terrigene Einfluß deutlich zu erkennen, hier bei Typ VI kommen nur A und C vor.

Innerhalb des Sediments des Kerns (10-350 cm) ist eine deutliche Verschiebung des Mittelwertes von B zu erkennen (Tab.8), der auf der unterschiedlichen Größe der Gehäuse der planktischen Foraminiferen beruht. Bei größeren Gehäusen verschiebt sich der Mittelwert zu niedrigeren PSI-Werten (bis -1.15 PSI). Sind die Gehäuse kleiner, liegt der Mittelwert von B über -1 PSI (bis -0.45 PSI).

Vergleicht man die Größe der Gehäuse mit dem jeweiligen Karbonatgehalten, so ist eine positive Korrelation zu erkennen, daß heißt bei steigendem Karbonatgehalt nimmt die Gehäusegröße zu. Eine Ausnahme bilden die Proben 280 und 290 cm, die die höchsten Karbonatgehalte aufweisen, aber die kleinsten Gehäuse besitzen (siehe auch Kap.5.5). Die Proben liegen am Übergang von Stadium 6 zu 5, so daß in diesem Bereich die Karbonatkurve der Gehäusegröße voraus eilt.

Mit Hilfe der Isotopenkurve kann man die Sedimenttypen den einzelnen Glazialen und Interglazialen zuordnen (Abb.29). Sedimente der Typen I und II liegen im Stadium 1, wobei sich Typ I durch abgereichertes D18-O von Typ II unterscheidet. Stadium 3 wird durch Typ III charakterisiert. Das abgereicherte D18-O im Stadium 5 wird von Typ V vertreten. Sedimente des Typ III weisen sich zusätzlich durch niedrige Karbonatgehalte (3-6 Gew%) aus, während Sedimente des Typ V die höchsten Karbonatwerte (6-16 Gew%) besitzen.

In den Glazialen (Stadium 2 und 4) kommen Sedimente vom Typ IV vor, die auch im Übergang von Stadium 4 nach 3 zu finden sind. Sedimente des Typ VI zeigen den Übergang von Stadium 6 nach 5 an und deuten auf eine kurzfristige Abkühlung und anschließende schnelle Erwärmung hin.

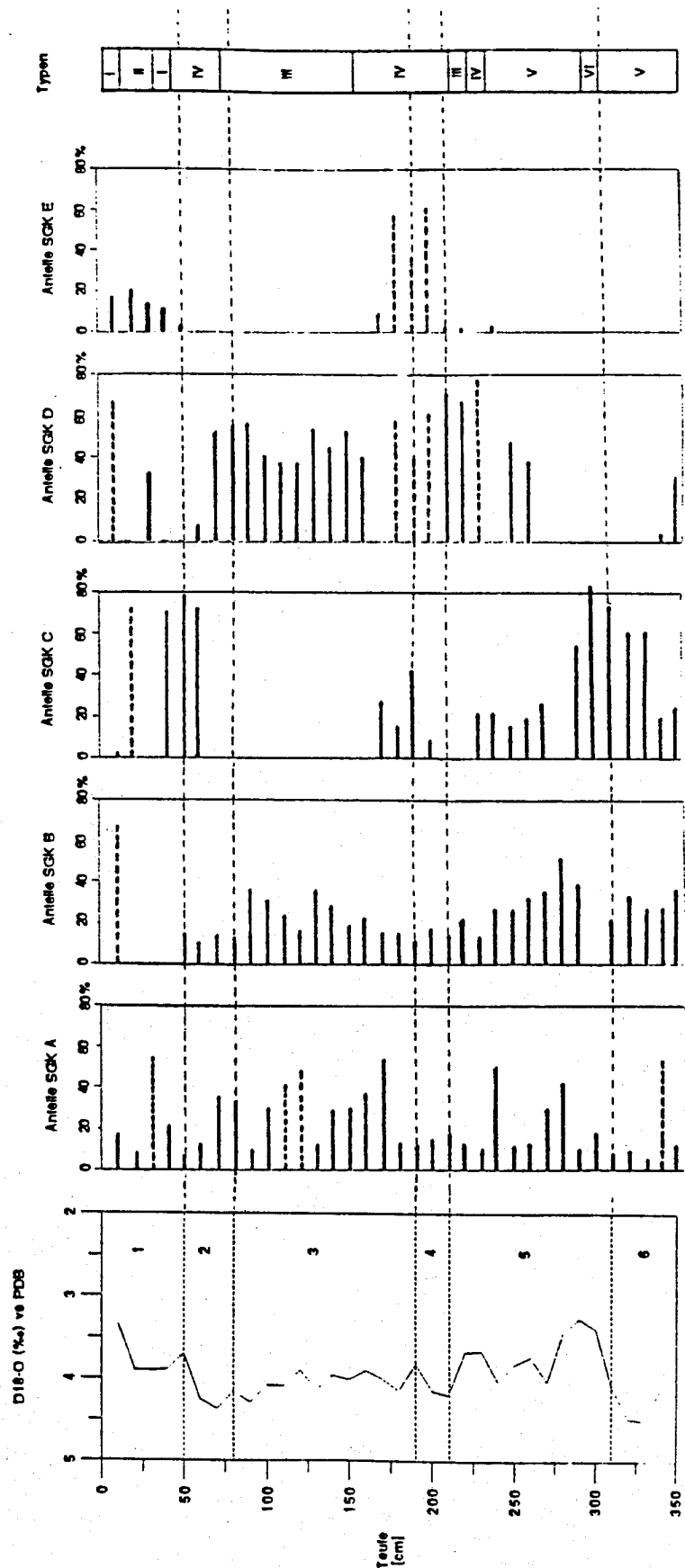


Abb.29 Prozentanteile der einzelnen Sinkgeschwindigkeitskomponenten (SGK A bis E) in den ersten 350 cm des Kerns und deren Zuordnung zu den Typen I bis VI (gestrichelte Linien bedeuten eine Überlappung einzelner SGKs)

Properties and history of the central eastern Arctic sea floor

J. Thiede¹, A. Altenbach², U. Bleil³, R. Botz², P. Mudie⁴, S. Pfirman¹, E. Sundvor⁵ and others*

¹ GEOMAR, Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, Wischhofstraße 1-3, Geb.4, D-2300 Kiel 14 FRG;

² Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universität, Olshausenstraße 40, D-2300 Kiel 1 FRG;

³ Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Postfach 330 440, D-2800 Bremen 33 FRG;

⁴ Geological Survey Canada, Atlantic Geoscience Centre, Bedford Institute of Oceanography, Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2, Canada;

⁵ Jordskjelvstasjonen, University of Bergen, Allégate 41 (Realfagbygg.), N-5000 Bergen, Norway

* See Acknowledgements

Received November 1988

ABSTRACT. The deep eastern Arctic basin between the Lomonosov Ridge and the Eurasian continental margin differs from other ocean basins in the very slow spreading of its floor and unusual depositional environment under perennial sea-ice cover. The recent expedition ARK IV/3 of RV *Polarstern* for the first time made geoscientific investigations from the northern margin of the Barents Sea north to the Nansen-Gakkel Ridge. Much deeper than most other mid-ocean ridges, this ridge is poorly-surveyed, but has a central valley which in places is deeper than 5.5 km, 1-1.5 km below the basin floors on either side. Heat flow in the central part of the valley is very rapid; both basement rocks and overlying sediments showed unexpectedly the influence of intense and long-term hydrothermal activity. The sediments on the northern and southern flanks of the ridge are slightly calcareous pelagic mud layers alternating with carbonate-free horizons, where up to 40% of the sedimentary section is soft mud clasts. Similar mud aggregates were observed on the surface of the multi-year sea ice, appearing to represent a special type of sediment transport by sea ice in the Transpolar Drift. In contrast to the western Arctic, Fram Strait and the Norwegian-Greenland Sea, gravel is rarely found in sediment cores. Recovered cores indicate that icebergs and sea ice carrying coarse sediment seldom rafted detritus to the study area during the last approximately 300,000 years.

Paläo-Ozeanographie des Europäischen
Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff-
und Sauerstoffisotope

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität

zu Kiel

Vorgelegt von

Elke Vogelsang

Kiel 1990

ZUSAMMENFASSUNG

Mit Hilfe eines Ost-West-Transektivs von 15 Sedimentkernen wurde versucht, die ozeanische Zirkulation im Europäischen Nordmeer für die letzten 400.000 Jahre zu rekonstruieren. Als Proxydaten dienten scheinbare Temperaturen und die Durchlüftungsqualität des Oberflächenwassers sowie die O-Isotopen-Feinstratigraphie nach SPECMAP.

Die scheinbaren Oberflächentemperaturen wurden aus O-Isotopen-Verhältnissen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. nach Abzug des $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekts berechnet. Dieser $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt wurde mit Hilfe benthischer O-Isotopendaten für die letzten 20.000 Jahre verfeinert definiert, für den Zeitabschnitt 140.000 J.v.h. bis 400.000 J.v.h. neu definiert. Die Durchlüftungsqualität des Oberflächenwassers (ca. 100 m Tiefe) wurde aus den C-Isotopen-Werten von *N. pachyderma* sin. abgeleitet.

Die Zirkulation im Europäischen Nordmeer wechselte während der letzten 405.000 Jahre wiederholt zwischen einem anti-ästuarinen und einem ästuarinen System:

Ein anti-ästuarines Zirkulations-System ähnlich wie heute mit einer Oberflächenströmung entgegen dem Uhrzeigersinn, also Einstrom von Atlantik-Oberflächenwasser im Osten und Ausstrom von polarem Oberflächenwasser in den Atlantik im Westen sowie Export von Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer in den Atlantik, gab es fast nur in den Interglazialen. Die einzige Eiszeit mit einer anti-ästuarinen Zirkulation war das Stadium 4.

Ein ästuarines System mit einer Oberflächenwasser-Zirkulation im Uhrzeigersinn etablierte sich während vieler extremer Glazialstadien und Abschmelzphasen infolge starker Nordwinde am Ostrand des Europäischen Nordmeeres. In diesen Intervallen bedeckte eine Eis- oder Schmelzwasserschicht das Europäische Nordmeer. Die Eisdecke wurde in manchen Kalt-Stadien von den kräftigen Nordwinden aufgerissen. Besonders am Ostrand kam es zu starkem küstennahen Auftrieb, dessen Hochproduktivität sich durch örtliche $\delta^{13}\text{C}$ -Minima im Plankton und infolge örtlich begrenzter O_2 -Zehrung im Bodenwasser als schwarze Sedimentlagen dokumentierte. Nach benthischen O-Isotopen-Werten wurde in manchen Intervallen mit einem teilweisen Schmelzwasserdeckel trotz-

dem in kurzen, vermutlich saisonalen Episoden örtlich begrenzt Tiefenwasser gebildet, ohne dadurch die ästuarine Zirkulation völlig in eine anti-ästuarine umkehren zu können.

Spektralanalysen von der $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt- und einer davon abgeleiteten Eisvolumenkurve ergeben dominante Perioden von 111.000, 38.500 und ca. 24.500 Jahren. Die Kreuzspektralanalyse dieser beiden Kurven mit der Juli-Insolation bei 65°N zeigt, je nach Periode, einen Nacheileffekt von 800 - 5.600 Jahren bzw. von 1.400 - 6.300 Jahren für das Eisvolumen bzw. den Eiseffekt, Werte, die maßgeblich die Dauer der Eiszeit-Terminationen bestimmt haben.

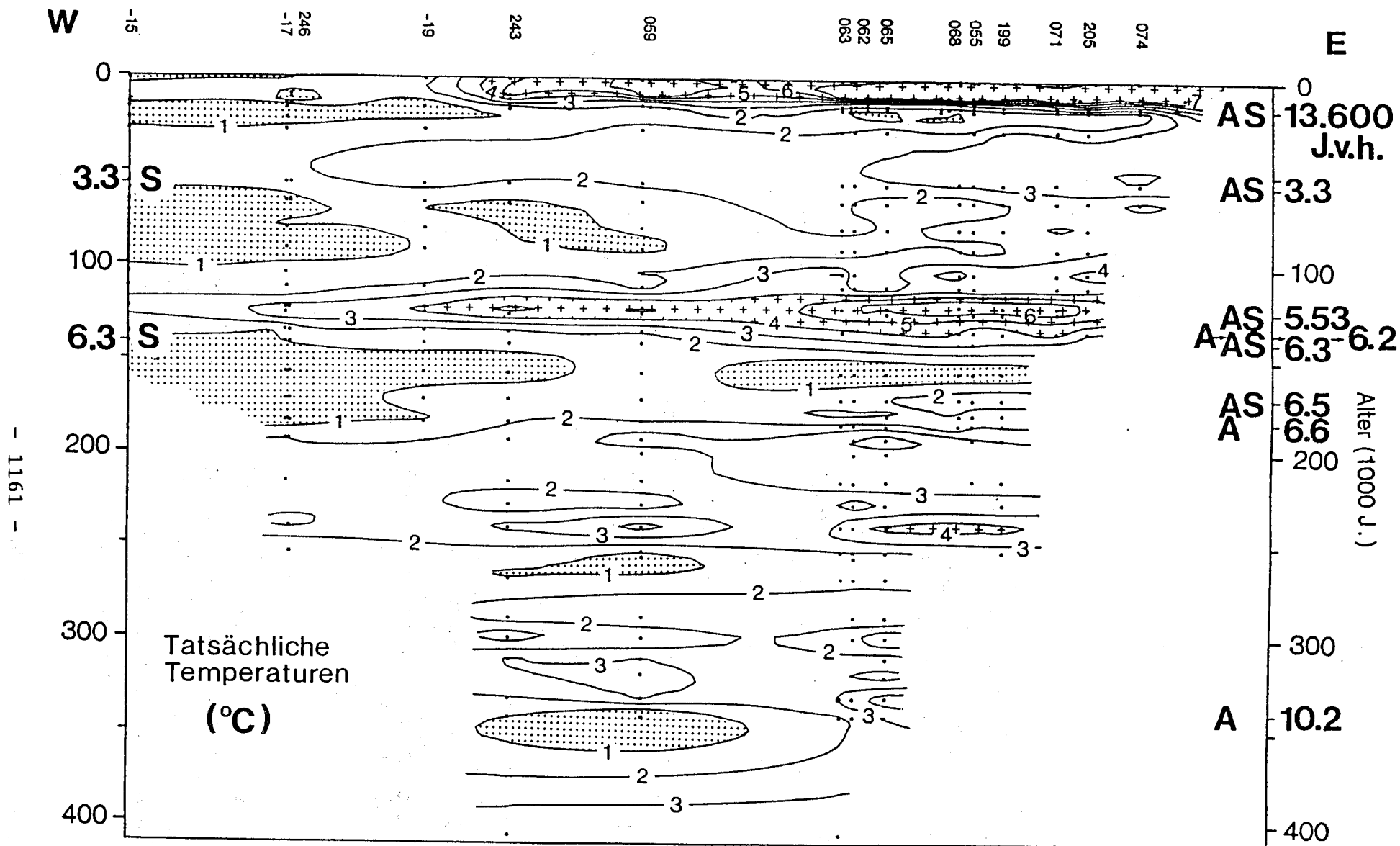
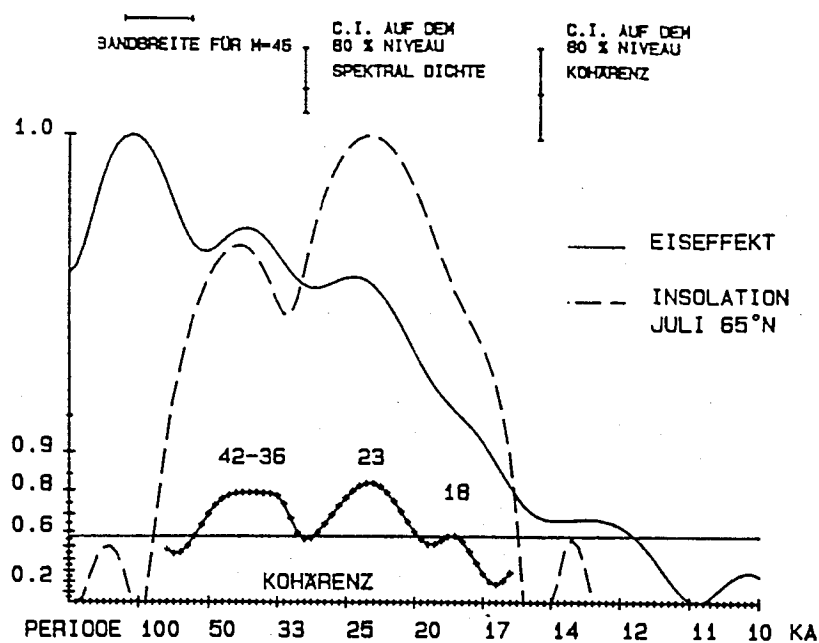
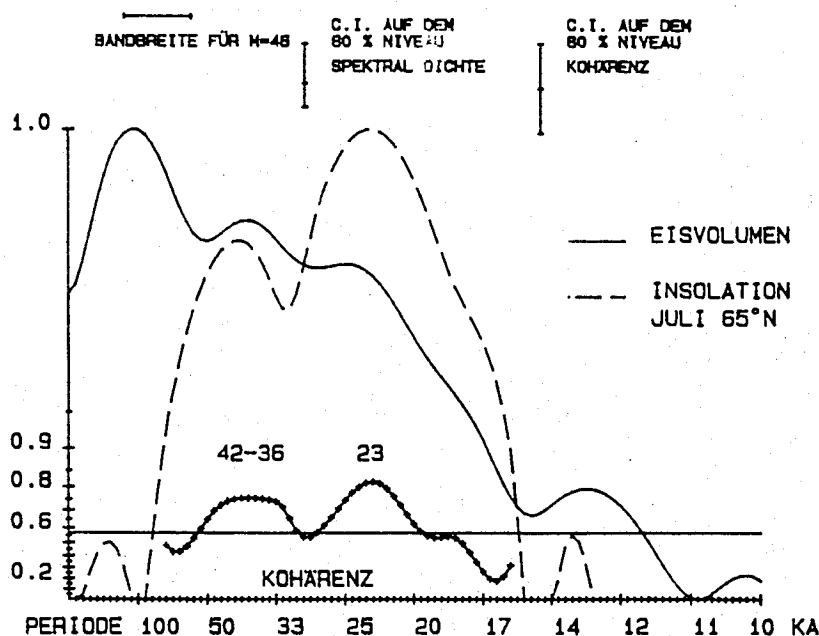


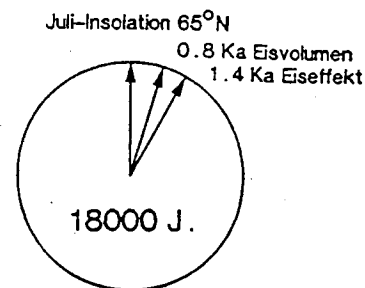
Abb. 31: Profil der Oberflächenwasser-Temperaturen im Europäischen Nordmeer, berechnet aus den O-Isotopen-Verhältnissen *N. pachyderma* sin. unter Berücksichtigung regionaler Salinitäts-Reduktionen durch Schmelzwasser-Zufuhr, für O-Isotopen-Substadien 1 - 11 (vgl. Tab. A-10). (Quadrate) Datenpunkte; (Punktraster) Temperaturen unter 1°C; (Kreuzraster) Temperaturen über 4°C; (A) vermuteter Auftrieb; (S) Schmelzwasser, (Zahlen oberhalb des Profils) Stationsnummern.



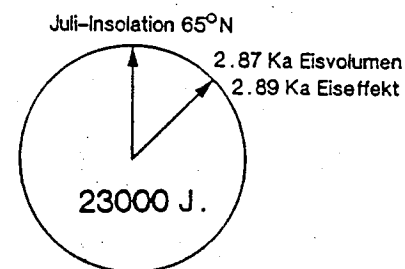
a



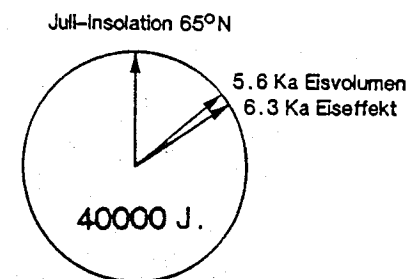
b



c₁



c₂



c₃

Abb. 33: Kreuzspektralanalysen zwischen der Juli-Insolation 65°N und (a) dem Eiseffekt und (b) dem Eisvolumen mit eindeutiger Kohärenz im Zyklus von 23.000 und ca. 40.000 Jahren. Phasenverschiebung für die Zyklen (c₁) 40.000 Jahre, (c₂) 23.000 Jahre und (c₃) 18.000 Jahre.

westliches

östliches

Europäisches Nordmeer

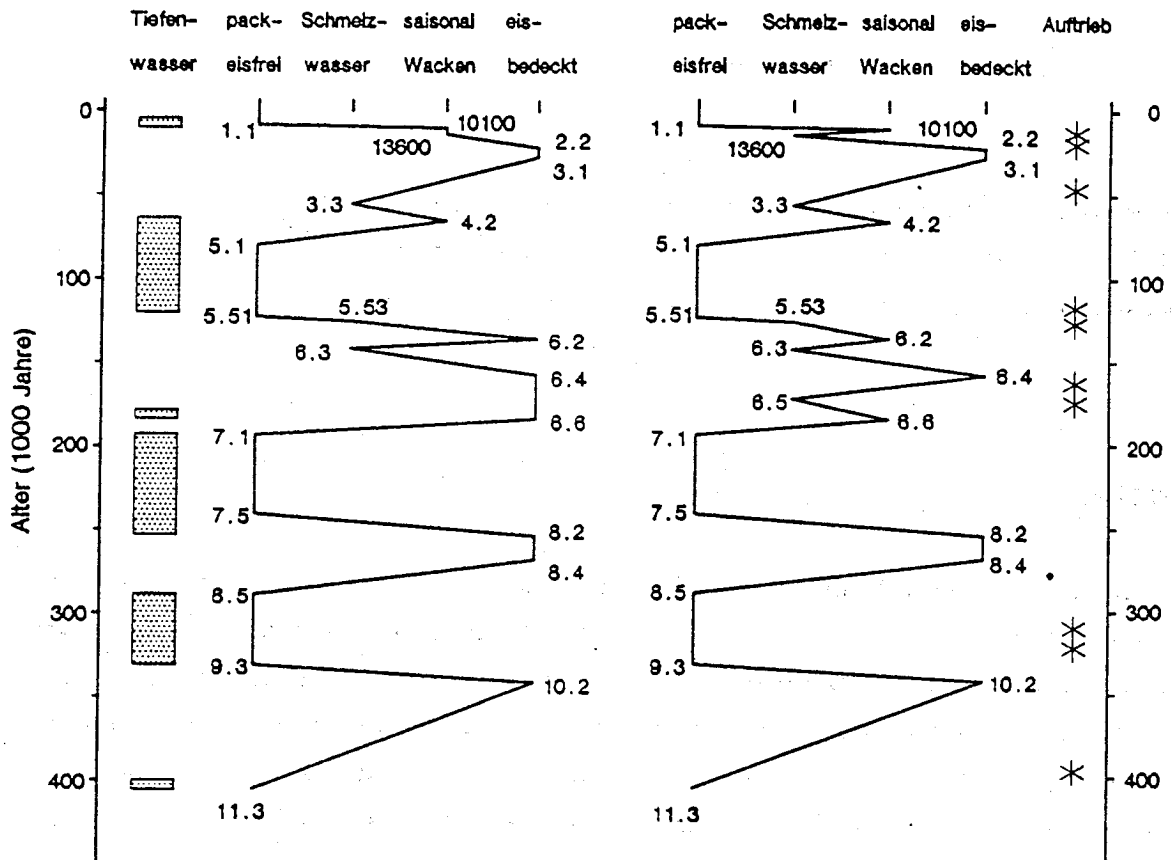


Abb. 34: Schematische Darstellung der Klima- und Zirkulationsveränderungen im Europäischen Nordmeer während der letzten 400.000 Jahre.

CALCAREOUS NANNOFOSSIL AND DINOFLAGELLATE CYST ASSEMBLAGES OF HOLOCENE
AND LATE WEICHSELIAN DEEP-SEA SEDIMENTS FROM THE NORWEGIAN SEA

K.-H. Baumann** & J. Matthießen*

*SFB 313, Kiel University, Olshausenstr.40, D-2300 Kiel 1, F.R.Germany

*GEOMAR, Research Center for Marine Geoscience, Kiel University,
Wischhofstr.1-3, Bldg.4, D-2300 Kiel 14, F.R.Germany

ABSTRACT

Calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst assemblages have been investigated in five cores from the Norwegian-Greenland Sea. Both fossil groups are characterized by similar composition of assemblages. These assemblages are of low diversity and contain high proportions of single species. The calcareous nannofossils are dominated by *Coccolithus pelagicus* and *Emiliania huxleyi*. Other species rarely exceed 10%. The dinoflagellate cysts are generally dominated by *Operculodinium centrocarpum* and *Nematosphaeropsis labyrinthea*. Other species (especially *Bitectatodinium tepikiense*, *Peridinium faroense* and *Impagidinium pallidum*) sometimes contribute considerable to the assemblages.

Three distinct calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst assemblages can be recognized which may reflect major climatic conditions in late Weichselian and Holocene time. Sparse occurrences of coccoliths and dinocysts have been observed before Termination I_B, indicating harsh environmental conditions with very small influence of Atlantic water. The assemblages suggest slightly cooler conditions than today with a similar surface circulation pattern between 10,000 B.P. and 8000 B.P.. A considerable change in composition of dinocyst and coccolith assemblages occurs 8000 B.P. corresponding approximately to the onset of the Holocene climatic optimum. Since 6000 B.P. the Norwegian Current with its modern properties were fully established.

INTRODUCTION

The phytoplankton is a sensitive indicator of environmental conditions in marine ecosystems because it is as a primary producer directly dependent on nutrients, temperature and salinity. Therefore, phytoplankton must quickly respond to global climatic fluctuations if these imply changes of surface water mass characteristics as well. Coccolithophorids and dinoflagellates together with diatoms are the most important phytoplankton groups in the fossil record since Mesozoic times. Although coccoliths and dinoflagellate cysts (the fossilizable remains of coccolithophorids and dinoflagellates, respectively) have been widely used for stratigraphic and paleo-oceanographic purposes in deep-sea sediments, especially in the Arctic region (Baumann, K.-H., 1990; Baumann, M., 1990; Gard, 1988; Bujak, 1984; Harland 1984; de Vernal & Mudie, 1989a,b; Mudie, 1989; Mudie et al., 1990), there are very few ecological studies of living coccolithophorids and dinoflagellate cysts. Thus it is difficult to be precise about their paleoecological requirements.

To improve paleo-oceanographic and paleoclimatic reconstructions a better understanding of phytoplankton communities is needed. The autecology of living and fossil phytoplankton and their synecology must be studied. Processes affecting the biocenosis and transforming it to the taphocenosis must be considered in order to evaluate the significance of the taphocenosis in bottom sediments as indicator of paleo-oceanographic and paleoclimatic conditions.

Diatoms are the best studied phytoplankton group both in surface waters (e.g. Paasche 1960), bottom sediments and the fossil record (Stabell, 1986, 1987; Pedersen, 1987; Schrader & Karpuz, 1990; Karpuz, 1989) from the Norwegian-Greenland Sea. Recently, intensive studies have been carried out on the distribution of coccolithophorids in the water column (Samtleben & Bickert, in press; Samtleben & Schröder, 1990) and in bottom sediments (Eide, 1987; Samtleben & Schröder, 1990). Dinoflagellate studies in the water column on sediment trap samples (Dale & Dale, 1990) and on bottom sediment samples (Matthiessen, 1989) are in progress. Detailed investigations on fossil coccoliths and dinoflagellate cysts are still missing.

Therefore, this paper will concentrate on the fossil record. Cores were selected for this study with a well-constrained absolute chronology of the last 15000 years, thus spanning the last deglaciation. The cores are located under the Norwegian Current today which transports

warm and saline North Atlantic water to the high northern latitudes. The sites of the westernmost and northernmost cores are influenced by the Arctic surface water masses. It is a mixture consisting of Atlantic waters and cold, less saline Polar waters which is brought into the Norwegian-Greenland Sea through the Fram Strait by the East Greenland Current. Therefore, variations in the composition of the assemblages should be expected because of their different geographic position under the Norwegian Current.

The coccolith and dinoflagellate cyst records will be compared in order to improve the knowledge on the synecology of both phytoplankton groups during a transition from glacial to interglacial conditions and to modify existing paleo-oceanographic reconstructions for this period. The absolute chronology should enable us to see whether major changes in composition of assemblages under the Norwegian Current are synchronous or time-transgressive.

MATERIAL AND METHODS

Regional setting of cores

The late Weichselian and Holocene section of six cores which were collected from five stations by RV 'Polarstern' in 1983 (Augstein et al., 1984), in 1984 (Gersonde, 1986) and by RV 'Meteor' in 1986 (Gerlach et al., 1986) have been studied (Table 1). Four stations are located perpendicular to the Norwegian Current along a transect from Vöring-Plateau to Jan Mayen. Core 21295 was taken in the southern part of Fram Strait under the Westspitsbergen Current (Fig.1).

It was attempted to analyse samples from the same stratigraphic level for both coccoliths and dinocysts. This could be achieved for all cores except 23199. The cores were sampled at an average spacing of 2 to 5cm depending on the sedimentation rates.

Stratigraphy

Detailed oxygen isotope analysis on the planktic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) provided the chronostratigraphic basis for the cores (Vogelsang, 1990; Jones & Keigwin, 1988), indicating that Termination I_A and I_B are recorded in all cores.

Additional absolute age control is given by accelerator mass spectrometry (AMS) ^{14}C datings (Table 1) on cores 21295 (Jones & Keigwin, 1988), 23071 (Vogelsang, 1990) and 23199 (Ramm, 1988).

Nine conventional ^{14}C measurements corroborate the oxygen isotope stratigraphy in the cores 23059 and 23062 (Vogelsang, 1990).

Methods

The processing technique for coccolith analysis with scanning electron microscope (Cambridge Stereoscan 150S) was extensively described by Baumann (1990). The clay size fraction was separated by applying a modified Atterberg-method. The sediment was suspended in 0.01N NH_4 solution to prevent coccolith carbonate dissolution. After every 24 hours the suspension was sucked, new solution added and homogenized with the sample. This process was repeated until the supernatant was clear. SEM mounts were prepared from each sample. For quantitative analysis photos of an arbitrarily selected part of the scanned sample were taken and all particles (up to 500 specimen depending on coccolith content) counted. The data are recorded as particle percent (particle-%) for Quaternary and reworked Cretaceous and Tertiary coccoliths and relative abundances were calculated for Quaternary species (Fig.2a-2e). The results are reproducible and comparable to smear slide estimates of coccoliths.

The samples for dinocysts studies were processed using standard palynological methods involving HCl and HF to remove carbonates and silicates from the <150 μm fraction (Barss & Williams, 1973; Doherty, 1980; Phipps & Playford, 1984). After each treatment with acids the residue was sieved with 10 μm . Oxidation was not used to prevent loss of more fragile protoperidinioid cysts (Dale, 1976). Absolute numbers (cysts/gram dry sediment) were calculated according to the method of Stockmarr (1971). Strew slides of the residue were prepared and analyzed under the microscope.

The percentage abundances of selected Quaternary dinoflagellate cyst species are plotted in figures 2a to 2e. These species usually comprise 85 to 90% of the assemblages. Species which are only present in minor amounts and which have been rarely seen in the cores were omitted. Absolute concentrations were calculated for all dinoflagellate cysts and single species which dominate the assemblages or occur in higher percentages (Fig.2a-2e). Additionally, the green algae

Pediastrum spp. and reworked prequaternary dinoflagellate cysts, pollen and spores are shown as percentages of the total cyst counts (Fig. 2a-2e).

RESULTS

Coccoliths

The upper part of the cores up to Termination I_B is characterized by scarce occurrences of coccoliths. During Termination I_A and at the beginning of Termination I_B all cores show two peaks of reworked Tertiary and Cretaceous coccoliths, most clearly in cores 23062 and 23071.

Termination I_B is marked by a distinct increase of Quaternary coccoliths (particle-%). After reaching a maximum in the early Holocene the values decrease until about 8 ka B.P., subsequently increasing again. Highest percentages of coccoliths are gained in the late Holocene. The coccolith floras are dominated by *Coccolithus pelagicus*, with usually more than 50% in most samples. The abundances are consistently high (>90%) in the lower part of the cores between Termination I_B and about 8ka, whereas after 8ka the values fluctuate in all cores from the transect Vörling Plateau to Jan Mayen. Core 21295 has a relatively uniform flora with more than 80% *C. pelagicus*, although the significant decrease in absolute numbers of coccoliths is seen as well.

The second increase in percentages of coccoliths is caused primarily by an increase of *Emiliania huxleyi*. This is clearly seen in cores 23062 and 23199, with cores 23059 and 23071 showing only a small increase at this level. The percentage of *E. huxleyi* remains less than 20% until about 8 Ka, and then reaching 40% in some instances after about 6 ka.

Other species recorded consistently in the cores are *Calcidiscus leptoporus*, *Gephyrocapsa muelleri* and *Syracosphaera pulchra* (=varia). In most samples they form less than 20% of the flora and never exceed 30%. From the end of Termination I_B until about 8ka they reach a maximum content in cores 23062 and 23071. This increase is related to a decline in the abundance of *C. pelagicus* at this level.

Dinoflagellate cysts and other organic microfossils

The dinoflagellate cyst record is characterized by a distinct succession in percentage and absolute abundances of single species. Most cores record changeover in dominances or peaks of species which allowed recognition of major events. The diversity is generally low and the assemblages are usually dominated by two or three species which comprise usually more than 85 to 90% of all assemblages. Several other genera and species contribute to the assemblages, sometimes showing remarkable differences between the cores.

Reworked prequaternary dinocysts, pollen and spores exhibit similar trends in all cores with a general decrease towards the core tops. The freshwater algae *Pediastrum* spp. is only present before 10 ka with higher values

The late Weichselian and Holocene sections will be separately discussed now.

Late Weichselian

The lower part of the cores is characterized by low absolute numbers of Quaternary dinocysts and highly variable percentage abundances of the plotted species. Reworked prequaternary dinocysts, pollen and spores usually exceed significantly Quaternary dinocysts with up to three orders of magnitude. Cores 23071, 23062 and 23059 show two characteristic peaks of reworked dinocysts, pollen and spores. The high dilution with reworked organic palynomorphs in addition to low absolute cyst numbers prevented counts of sufficient numbers for statistical analysis in cores 21295, 23059 and 23199. The assemblages in core 23062 and 23071 are dominated by *Operculodinium centrocarpum*. *Nematosphaeropsis labyrinthea* shows a rise in abundance from the bottom to the top of this section. A peak of *Bitectatodinium tepikiense* has been observed in core 23071, whereas it decreases in abundance towards 10000 B.P. in core 23062. *Peridinium faeroense* is constantly present with higher abundances only in core 23071. The freshwater algae *Pediastrum* spp. peaks in core 21295, whereas it is found in low percentages in 23062 and 23071.

The transition to the Holocene is characterized by a peak of *Spiniferites elongatus* in cores 23059 and 21295. Other cores reveal a changeover in dominance or peaks of single species at the Younger Dryas/Holocene boundary. The cyst concentrations are slightly increasing. Since that time dinocysts are continuously present in all

cores.

Holocene

The early Holocene assemblages are dominated by *N.labyrinthea* in cores 23071, 23199 and 21295, whereas cores 23062 and 23059 are dominated by *O.centrocarpum*. *Impagidinium pallidum* occurs in the Holocene part of all cores, but it is only abundant in the core from Fram Strait. The absolute cyst numbers are up to one order of magnitude higher than before Termination 1_B. This increase is mainly due to *N.labyrinthea*.

The amount of reworked dinocysts, pollen and spores is permanently decreasing in the Holocene until modern value with little reworked material.

A changeover in dominance from *N.labyrinthea* to *O.centrocarpum* marks the transition to the late Holocene in cores 23071, 23199 and 21295. *I.pallidum* contributes significantly to the assemblages in core 21295 between about 8000 and 5500 B.P. with percentages higher than before and after this event. The transition in core 23062 is marked by a peak of *N.labyrinthea* and synchronously a decrease of *O.centrocarpum*. The absolute cyst numbers are increasing by one or two orders of magnitude in all cores, mainly due to a significant increase of *O.centrocarpum*. The decrease of reworked organic microfossils to low modern values is correlating with this event.

The late Holocene assemblages are heavily dominated by *O.centrocarpum* in all cores from Vöring Plateau and the Jan Mayen Fracture Zone. The dinocyst record is most uniform in all cores in that time. *O.centrocarpum* is dominating the dinocyst record of core 21295 as well, but *N.labyrinthea* and *I.pallidum* are also numerically important.

DISCUSSION

Comparison between coccoliths and dinoflagellate cysts

Paleoenvironmental interpretations based on coccolith and dinoflagellate cysts are usually restricted because exact ecological preferences are unknown for most living dinoflagellates and coccolithophorids. Modern studies about the distribution of single phytoplankton species in the surface water masses and the processes affecting the

biocenosis and transforming them to taphocenosis are sparse. Temperature ranges which were determined from laboratory cultures are just available for some coccolith species. Hence it can be inferred that the synecology of coccoliths and dinoflagellate cysts is little known as well.

Most ecological information is derived from phytoplankton taphocenosis in bottom sediments from the deep-sea. Distribution patterns for single coccoliths species are known from several regions (e.g. Geitzenauer et al., 1977; McIntyre & Be, 1967), whereas our knowledge about the distribution of dinocysts in modern sediments is restricted to the South and North Atlantic Ocean and adjacent seas (Wall et al., 1977; Harland, 1983). Therefore, only a broad ecological interpretation of the assemblages based on published data and some own unpublished records will be attempted before the paleo-oceanographic implications will be discussed separately. The fundamental assumption for these interpretations is that major changes in absolute numbers, assemblage compositions, changeover in dominances and appearances of single species are synchronous throughout the study area.

Late Weichselian

When comparing the Quaternary dinoflagellate cyst and coccolith records some remarkable correlations and differences can be observed. The occurrences of coccoliths and dinocysts after the last glacial maximum appears to be diachronous. Coccoliths have been first observed at Termination I_B, whereas dinocysts are present in low numbers before the Holocene. This may be due to dissolution of coccoliths before Termination I_B or does reflect true paleoecological changes. Coccoliths are today missing in bottom sediments under the East Greenland Current, although they have been found in surface waters (Samtleben & Schröder, 1990), whereas dinocysts are present with low numbers in bottom sediments (Matthießen, 1989). Therefore, prior to the Holocene dissolution of coccoliths could have been caused by similar oceanographic conditions as they are found today on the east Greenland shelf. However, this explanation can be ruled out because the dinocyst assemblages observed in modern sediments under the East Greenland Current are remarkable different from those assemblages found before Termination I_B in the cores. Spherical brown protoperidinioid cysts which are today dominating the assemblages under the polar water masses are only present with minor amounts in pre-Holocene sediments (not shown in the figures). Other numerically important species like

B.tepikiense have been observed in the cores only.

It is suggested that unfavourable ecological conditions for coccolith blooms prevailed before 10 ka. Salinity appears to be the most probable limiting factor because *C.pelagicus* has been found in surface waters with temperatures well below zero degrees and salinities around 31,9 to 33,5‰ (Braarud, 1979). Therefore, the salinity must have been much more reduced which is also suggested by the higher amount of reworked coccoliths and organic microfossils (dinoflagellate cysts, pollen and spores) compared to the Holocene indicating increased meltwater influx because they are thought to be deposited mainly by melting icebergs or sea ice. The fresh water algae *Pediastrum* spp. has been found in Pliocene-Pleistocene deep-sea sediments (e.g. Bering Sea, Bujak, 1984; Labrador Sea, de Vernal & Mudie, 1989a,b; Norwegian Sea, Mudie, 1989) and brackish environments (Skagerrak, Henningsmoen & Hoeg, 1985; Kattegatt, Nordberg & Bergsten, 1988), but it is uncertain whether they could thrive in these environments or are transported by currents (meltwater) to the site of deposition.

Dinocysts which are found in this section appear to be more tolerant towards reduced salinities than coccoliths, though the low absolute numbers suggest also less favourable conditions than in the Holocene. *O.centrocarpum* is a cosmopolitan species (Wall et al., 1977; Harland, 1983; Dale, 1976) which appears to tolerate wide ranges of temperature and salinity (Dale, 1985) and is found in greater abundances even in estuarine environments (Wall et al., 1977). In the Atlantic Ocean it appears to be associated with the North Atlantic Current (Harland, 1983) and it dominates the assemblages under the Norwegian current (Matthiessen, 1989).

N.labyrinthea is a cosmopolitan species which is restricted to the outer neritic and oceanic environment (Wall et al., 1977, Harland, 1983). It is found in higher abundances in the region west off Ireland (Harland, 1983) and under the arctic water masses in the Greenland Sea (Matthiessen, 1989).

B.tepikiense is a problematic species because it is both associated with the estuarine environment (Wall et al., 1977) and the north temperate oceanic to outer neritic environment (Harland, 1983).

O.centrocarpum and *N.labyrinthea* occur in the older sediments of cores 23062 and 23071 generally with lower abundances than in the Holocene because of *B.tepikiense* which is present with higher abundances only before Termination I_b. A peak of *B.tepikiense* or a changeover in dominance from *B.tepikiense* to *O.centrocarpum* has

earlier been reported from latest Pleistocene sediments from the North Sea, northeastern part of the North Atlantic and the Norwegian Sea (Harland, 1988). This event was suggested to be associated with the onset of the Bölling-Alleröd chronozone. The correlation of higher abundances of this species with peaks of reworked organic microfossils and calcareous nannofossils and *Pediastrum* spp. suggest that *B.tepikiense* is tolerating lower salinities than *O.centrocarpum* and *N.labyrinthus*. The increase in abundances of both species after the peak of *B.tepikiense* may be caused by increased inflow of North Atlantic water.

Peridinium faroense occurs as single important species only in core 23071 (values are <4% in other cores) showing generally higher values in pre-Holocene times. It is a cold temperate to temperate species (Dale 1976,1985), which is typically found today in sheltered bays and fjords (Dale 1985). Large amounts of *P.faroense* in one sampling interval from a sediment trap off Bear Island are thought to be transported by a density flow from the Barents shelf (Dale & Dale 1990). Therefore, higher abundances may indicate stronger influx of shelf waters and sediments to the depositional area which is in good agreement with the higher sedimentation rates of core 23071.

The transition to the Holocene is marked by a peak of *Spiniferites elongatus* in the western and northernmost core. *S.elongatus* is a temperate to cold temperate species (Dale, 1976,1983), but mainly found in north-temperate to Arctic, neritic to oceanic environments. The reason for this event can not be stated at the moment.

Holocene

The calcareous nannofossil and dinocysts assemblages in the Holocene sections show similar trends in species composition and abundances. Both assemblages are dominated by one or two species. Changes in composition of assemblages of both groups occur synchronously. The distribution of dinocysts appears to be more variable in all cores than the distribution of coccoliths. This is mainly caused by intensive dissolution of coccolithophorids in the water column which reduces the diversity from more than 10 species in the Norwegian Current to 3 to 5 in the bottom sediments (Samtleben & Schröder, 1990). Although it is possible to relate these reduced assemblages to the surface water masses (Samtleben & Schröder, 1990), much valuable paleocological information provided by coccoliths must be lost. The dinocyst record from the Norwegian Sea comprises up to 25 species in

sediment traps (Dale & Dale, 1990) and about 15 to 20 species in bottom sediments. This suggests that dinoflagellate cysts are not affected by natural dissolution processes. The distribution patterns of the major species will be discussed now. On the first glance there seem to be some striking similarities between coccoliths and dinocysts. *C.pelagicus* and *N.labyrinthea* are dominating in the Early Holocene in most cores, whereas *C.pelagicus* together with *E.huxleyi* and *O.centrocarpum* are dominating the late Holocene sections. The core from Fram Strait differs from the southern cores in being clearly dominated by *C.pelagicus* and in containing always high percentages of *I.pallidum*.

C.pelagicus belongs to the polar coccolith flora which is more abundant under the cold East Greenland Current. *E.huxleyi* is a component of the Atlantic-Arctic coccolith group which thrive in the Arctic water masses and Atlantic water masses as well (Samtleben & Schröder, 1990). In bottom sediments *C.pelagicus* is dominating under the Arctic water masses and *E.huxleyi* under the Atlantic water masses (Samtleben & Schröder, 1990; Eide, 1987).

C.leptoporus, *G.mullerae* and *S.pulchra* (plotted as 'varia') are species which are usually found in the subtropical and transitional zone (McIntyre & Be, 1967). These species are thought to be transported into the Norwegian Sea by Atlantic surface waters (Samtleben & Schröder, 1990).

Impagidinium pallidum was first described from Eocene to earliest-Pleistocene sediments from the Bering Sea and northernmost Pacific (Bujak, 1984). Later it has been recorded from middle Eocene to Pleistocene sediments from the Labrador Sea, northern North Atlantic Ocean, Norwegian Sea and Arctic Ocean which suggest that this species is cold tolerant and well adapted to a boreal environment (Head et al., 1989). *I.pallidum* appears to be restricted to the oceanic environment and occurs in higher abundances in the Greenland Sea (Matthießen, unpubl.).

The paleocological information on these species reveal that *E.huxleyi* and *O.centrocarpum*, which are more tolerant towards changes in salinity and temperature are more abundant in the late Holocene. The cold tolerant species, *C.pelagicus* and *N.labyrinthea*, dominate the early Holocene.

The early Holocene dinoflagellate cyst records of cores 23062 and 23059 are exhibiting a different picture. They are dominated by *O.centrocarpum*, though not so heavily as in cores 23199 and 23071.

This variation may be caused by their location closer to the Arctic water masses. Coccoliths do not show a similar trend, may be because the species indicating other ecological conditions are eliminated by dissolution.

Between about 8ka and 6ka a significant change in composition of assemblages and an increase in absolute numbers of coccoliths and dinoflagellate cysts have been observed. Coccoliths and dinoflagellate cysts are obtaining their maximum absolute number around 6 ka. No significant changes in the assemblages have been observed since then indicating that the modern oceanographic conditions in the Norwegian Sea were established. Core 21295 from Fram Strait indicates that modern conditions have been established there around 4 ka.

Paleo-oceanographic implications

The following paleo-oceanographic events as recorded by coccoliths and dinoflagellate cysts have been marked by bars in the text-figures (Fig. 2a-2e). The transition to the Holocene is marked by the first occurrence of coccoliths after the last glacial maximum. The change-over in dominance between the dinoflagellate cyst species *N.labyrinthea* and *O.centrocarpum* is indicated by a second bar and the establishment of the modern coccolith and dinoflagellate cyst assemblages by a third bar. The AMS ages for three of these cores, as well as the comparison with the oxygen isotope record suggest that at least the first and second events are synchronous throughout the study area. The results of our study (Fig.3) will be briefly compared with other data.

Late Weichselian

Our data suggest that the surface waters in the Norwegian Sea were influenced by meltwater discharge resulting in generally unfavourable conditions for phytoplankton growth. The presence of Quaternary dinoflagellate cysts indicate that Atlantic water penetrated seasonally at least to the Vöring Plateau since Bölling/Alleröd times. These interpretations correspond well with the conclusion of Jansen & Björklund (1985) that already during the Alleröd a narrow wedge of temperate Atlantic water flowed into the southeastern Norwegian Sea. The Norwegian Sea was seasonally ice-free at least since 13 ka (Jansen et al., 1983; Sejrup et al., 1984; Jansen & Björklund, 1985).

Vogelsang (1990) proposed that an estuarine circulation system prevailed in the Norwegian Sea around 13,6ka which was caused by a high influx of meltwater. Only a slight inflow of North Atlantic water could have been expected around 10,1ka.

Holocene

The first occurrence of Quaternary coccoliths and an increase in absolute dinoflagellate cyst numbers indicate that the inflow of warm Atlantic waters became permanently established. This is in good agreement with previous studies (e.g. Jansen et al., 1983; Sejrup et al., 1984; Jansen & Björklund, 1985; Koc Karpuz, 1989). The coccoliths and dinoflagellate cyst assemblages indicate slightly cooler condition during the early Holocene.

The major shift in coccolith and dinoflagellate cyst assemblages around 8 to 6ka is most probably associated with the postglacial climatic optimum. A similar shift in diatom assemblages have been reported from the southern Norwegian Sea, although it has been tentatively associated with the Subboreal chronozone (Koc Karpuz 1989). Tropical to subtropical radiolarian assemblages have been found in a zone which was supposed to be roughly identical with the Atlantic chronozone (Jansen & Björklund, 1985). This major change to the modern conditions may be related to a modification in the circulation regime along the Norwegian coast. Investigations on planktic foraminifera in a core from the Skagerrak suggest that the establishment of the Norwegian Coastal Current can be traced back to Atlantic time (Thiede, 1985). A marked faunal and sedimentological shift occurring at 7.8ka on the Norwegian shelf was associated with a possible strengthening of the Norwegian Coastal Current (Hald & Vorren, 1984, 1987). The establishment of the modern coccolith and dinoflagellate cyst assemblages around 6 ka agrees well with data from the North Atlantic indicating that an circulation regime essentially the same as today has been established (Ruddiman & McIntyre, 1981).

References:

- Augstein, E., Hempel, G. & Thiede, J. (1984): Fahrtbericht (cruise report) der "Polarstern"-Reise Arktis I, 1983. - Ber. Polarforsch., 17: 1-77
- Barss, M.S. & Williams, G.L. (1973): Palynology and nannofossil processing techniques. - Geol. Sur. Can., paper 73-26: 25p.
- Baumann, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. - Ber. Sonderforschungsber., Univ. Kiel, 22: 1-146
- Baumann, M. (1990): Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. - in: BLEIL, U. & J. THIEDE (eds.); NATO Advanced Workshops: Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic; Kluwer Acad. Publish, Dordrecht, 437-445
- Bujak, J.P. (1984): Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19. - Micropaleontology, 30(2): 180-212
- Dale, B. (1976): Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. - Rev. Palaeobot. Palynol., 22: 39-60.
- Dale, B. (1983): Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". - In: Fryxell, G.A. (ed.); Survival strategies of the algae: 69-136
- Dale, B. (1985): Dinoflagellate cyst analysis of Upper Quaternary sediments in core GIK 15530-4 from the Skagerrak. - Norsk Geol. Tidsskr., 65: 97-102
- Dale, B. & A. Dale (1990): Dinoflagellate cysts as paleoclimatic indicators in the Nordic Seas.- Geonytt 1/90: 39
- deVernal, A. & Mudie, P.J. (1989a): Late Pliocene to Holocene Palynostratigraphy at ODP Site 645, Baffin Bay. - In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al.; Proc. ODP, Sci. Results, 105: 387-399.
- deVernal, A. & Mudie, P.J. (1989b): Pliocene and Pleistocene Palynostratigraphy at ODP Sites 646 and 647, eastern and southern Labrador Sea. - In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al.; Proc. ODP, Sci. Results, 105: 401-422
- Doherty, L.I. (1980): Palynomorph preparation procedures currently used in the paleontology and stratigraphy laboratories, U.S. Geological Survey. - Geol. Surv. Circ., 830: 29p.

- Eide, K.L. (1987): Utbredelse av coccolither i resente og senkvartære sedimenter i Norskehavet. - Unpubl. Cand. sci. thesis, Univ. Bergen, 96 S.
- Gard, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and subarctic seas. - Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst., 275: 45 S., Stockholm
- Geitzenauer, K.R., Roche, M.B. & A. McIntyre (1977): Coccolith biogeography from North Atlantic and Pacific surface sediments. - In: Ramsay, A.T.S. (eds.); Oceanic Micropaleontology 2: 973-1008
- Gerlach, S.A., Thiede, J., Graf, G. & Werner, F. (1986): Forschungsfahrt Meteor Reise 2 (19. Juni bis 16. Juli 1986). - Ber. Sonderforschungsber. 313, Univ. Kiel, 4: 35-81
- Gersonde, R. (1986): Die Expedition Arktis III mit "Polarstern", 1985. - Ber. Polarforsch., 28: 1-113
- Hald, M. & T.O. Vorren (1984): Modern and Holocene foraminifera and sedimentation on the continental shelf off Troms, North Norway. - Boreas, 13: 133-154
- Hald, M. & T.O. Vorren (1987): Stable isotope stratigraphy and paleoceanography during the last deglaciation on the continental shelf off Troms, northern Norway. - Paleooceanogr., 2(6): 583-599
- Harland, R. (1983): Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. - Palaeontology, 26(2): 321-387
- Harland, R. (1984): Recent and Late Quaternary dinoflagellate cysts from the area of the Greenland-Iceland-Faeroe-Scotland Ridge. - J. micropalaeontol., 3(2): 95-108
- Harland, R. (1988): Quaternary dinoflagellate cyst biostratigraphy of the North sea. - Palaeontology, 31(3): 877-903
- Head, M.J., Norris, G. & Mudie, P.J. (1989): Palynology and dinocyst stratigraphy of the upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. - In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al.; Proc. ODP, Sci. Results, 423-451
- Henningsmoen, K. & Hoeg, (1985): Pollen analyses from the Skagerrak core GIK 15530-4. - Norsk Geol. Tidsskr., 1-2: 41-47
- Jansen, E. & K.R. Bjørklund (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15000 B.P. to present. - Boreas, 14: 243-257
- Jansen, E. & H. Erlenkeuser (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: isotopic evidence. - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 49: 189-206

- Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjæran, T., Hald, M., Høltedahl, H. & Skarbø, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian sea. - Norsk Geol. Tidsskr., 63: 117-146
- Jones, G.A. & L.D. Keigwin (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - Nature, 336: 56-59
- Koc Kapuz, N. (1989): Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the GIN Sea. - Unpubl. Cand. scient. thesis, Univ. Bergen, 128p.
- Matthiessen, J. (1989): Recent dinoflagellate cysts from the Norwegian-Greenland Sea: preliminary results. - Fourth Intern. Conf. on Modern and Fossil Dinoflagellates, Abstr.-Vol.: 78
- McIntyre, A. & A.W.H. Bé (1967): Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean - I. Placoliths and Cyrtoliths. - Deep-Sea Res., 14: 561-597
- Mudie, P.J. (1989): Palynology and dinocyst biostratigraphy of the late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea: ODP Leg 104, Sites 642 to 644. - In: Eldholm, O., Thiede, J. & E. Taylor et al.; Proc. ODP, Sci. Results, 104: 587-610
- Nordberg, K. & H. Bergsten (1988): Biostratigraphic and sedimentological evidence of hydrographic changes in the Kattegat during the later part of the Holocene. - Mar. Geol., 83: 135-158
- Pedersen, J. (1987): Oceanografiske forandringer i Norske-Grønlandshavet ved overgangen Pleistocene/Holocene belyst ved hjelp av diatome-analytiske metoder. - Unpubl. Cand. scient. thesis, Univ. Oslo, 71pp.
- Phipps, D. & Playford, G. (1984): Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. - Pap. Dept. Geol. Univ. Qd., 11(1), 23p.
- Ramm, M. (1988): A stratigraphic study of late Quaternary sediments on the Vøring-Plateau, Eastern Norwegian Sea. - Mar. Geol., 83: 159-191
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981): The North Atlantic during the last deglaciation. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 35: 145-214
- Samtleben, C. & Bickert, T. (in press): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian sea. - Mar. Micropal., 16
- Samtleben, C. & Schröder, A. (1990): Coccolithophoriden-Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer.- Zur Abbildung von Planktonzönosen im Sediment. - Unpubl. paper, Berichtsband 1988-90, Sonderforschungsber. 313, Univ. Kiel

- Schrader, H. & Koc Kapuz, N. (1990): Norwegian - Iceland Seas: Transfer functions between marine planktonic diatoms and surface water temperature. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): Geologic history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic; Nato ASI Ser. C, 308: 337-361
- Sejrup, H.P., Jansen, E., Erlenkeuser, H. & H. Høltedahl (1984): New faunal and isotopic evidence on the late Weichselian - Holocene oceanographic changes in the Norwegian Sea. - Quat. Res., 21: 74-84
- Stabell, B. (1986): A diatom maximum horizon in Upper Quaternary deposits. - Geol. Rdsch., 75(1): 175-184.
- Stabell, B. (1987): The diatom flora in the Fram-Strait. A comparison with the Pleistocene/Holocene boundary flora in the Norwegian Sea. - Pol. Res., 5: 321-322
- Stockmarr, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. - Pollen et Spores, 13(4): 616-621
- Thiede, J. (1985): Planktonic foraminifers in Upper Quaternary marine Skagerrak sediments. - Norsk Geol. Tidsskr., 65: 115-118
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - Unpubl. thesis, Univ. Kiel, 136p.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P. & Smith, W.K. (1977): The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the north and South Atlantic Oceans and adjacent seas. - Mar. Micropal., 2: 121-200

Figure captions

- Fig. 1: Core locations and present major surface ocean currents in the Norwegian-Greenland Sea.
- Fig.2a: Isotopic record, downcore variations of coccoliths, dinocysts and reworked group of core 21295 versus age.
- Fig.2b: Isotopic record, downcore variations of coccoliths, dinocysts and reworked group of core 23059. For explanation of symbols see Fig. 2a.
- Fig.2c: Isotopic record, downcore variations of coccoliths, dinocysts and reworked group of core 23062. For explanation of symbols see Fig. 2a.
- Fig.2d: Isotopic record, downcore variations of coccoliths, dinocysts and reworked group of core 23071. AMS ^{14}C ages are marked by arrows. For explanation of symbols see Fig. 2a.
- Fig.2e: Isotopic record, downcore variations of coccoliths, dinocysts and reworked group of core 23062. AMS ^{14}C ages are marked by arrows. For explanation of symbols see Fig. 2a.
- Fig. 3: Schematic representation showing the relations between the dominating species and the reworked group and the paleo-oceanographical events

Table 1: Location and water depth of studied cores

cruise		core-no.	longitude	latitude	water depth
M 2/2	GKG	23059	70° 18,3'N	03° 07,3'W	2283m
	GKG	23062	68° 43,7'N	00° 10,1'E	2244m
	GKG/KAL	23071	67° 05,1'N	02° 54,4'E	1306m
ARK I/3	GC	23199	68° 22,6'N	05° 13,5'E	1968m
ARK III/3	GKG	23295	77° 59,5'N	02° 25,2'E	3112m

ME: METEOR PS: POLARSTERN

GKG: box core GC: gravity corer KAL: large box corer

Table 2: AMS ^{14}C ages from selected levels in the studied cores

Core	Depth (cm)	AMS ^{14}C age (yrs. B.P.)	Reference
23071	15,0	6680	Vogelsang (1990)
	82,5*	12550	Vogelsang (1990)
	89,5*	13600	Vogelsang (1990)
	100,5*	14790	Vogelsang (1990)
	109,5*	16550	Vogelsang (1990)
23199	37,0	9390	Pedersen (1987)
	65,0	15820	Ramm (1988)
21295	0,0	520	all AMS ^{14}C ages from Jones & Keigwin (1988)
	2,0	710	
	4,0	2250	
	6,0	2740	
	8,0	2750	
	10,0	3410	
	12,0	4210	
	14,0	4460	
	16,0	5580	
	18,0	7200	
	20,0	7780	
	21,0	8310	
	23,0	9000	
	25,0	9660	
	28,0	11630	
	30,0	12630	
	32,0	13040	
	34,0	14480	
	36,0	15230	
	38,0	15700	
	40,0	16140	
	42,0	16500	

* corrected depth (KAL -2,5cm)

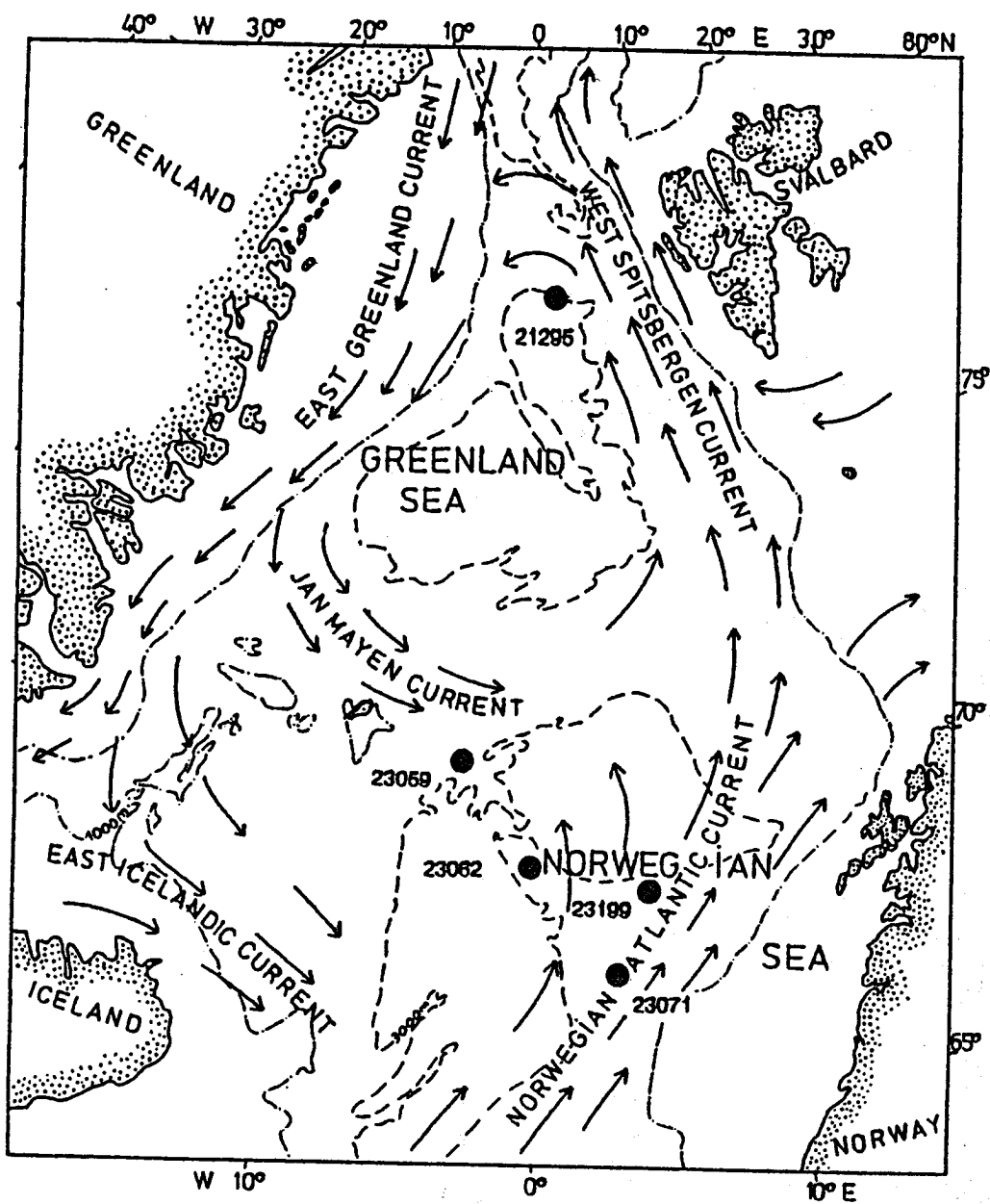
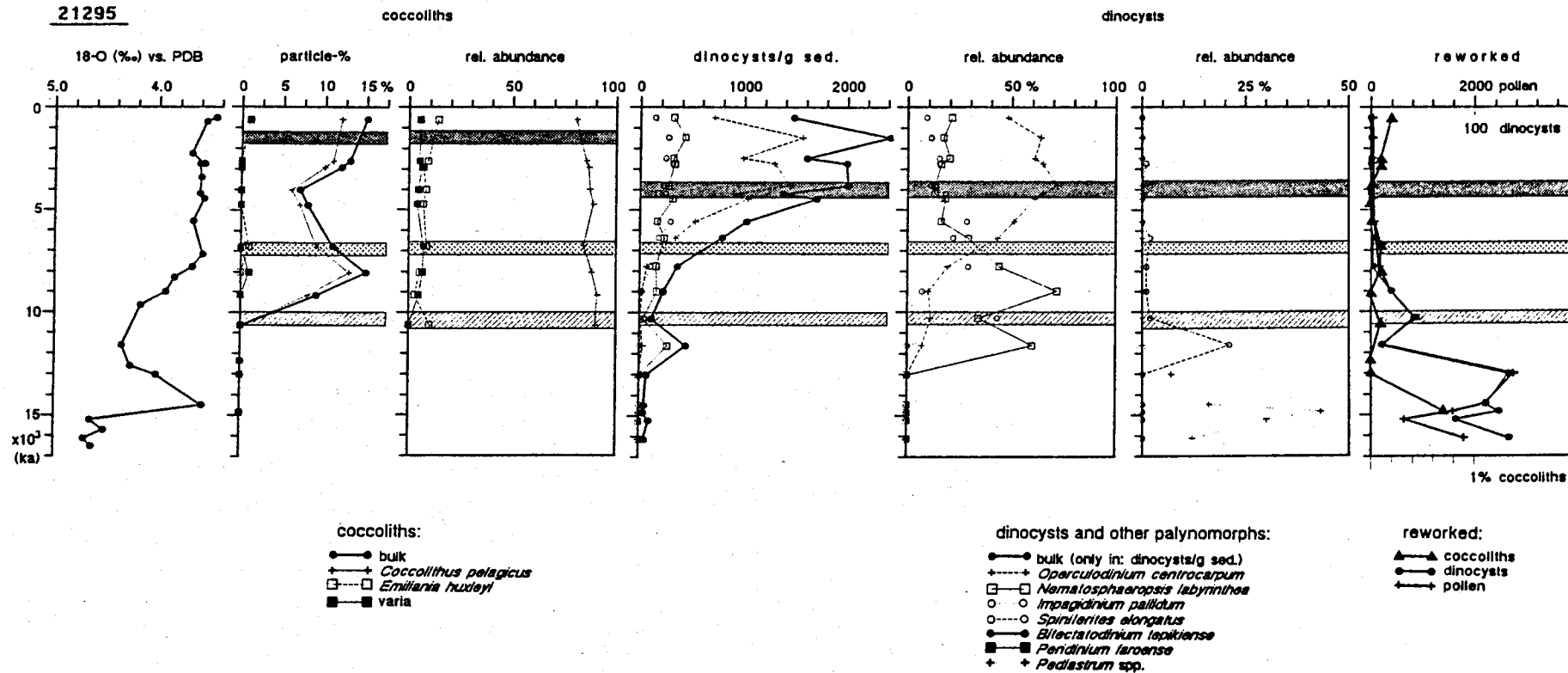
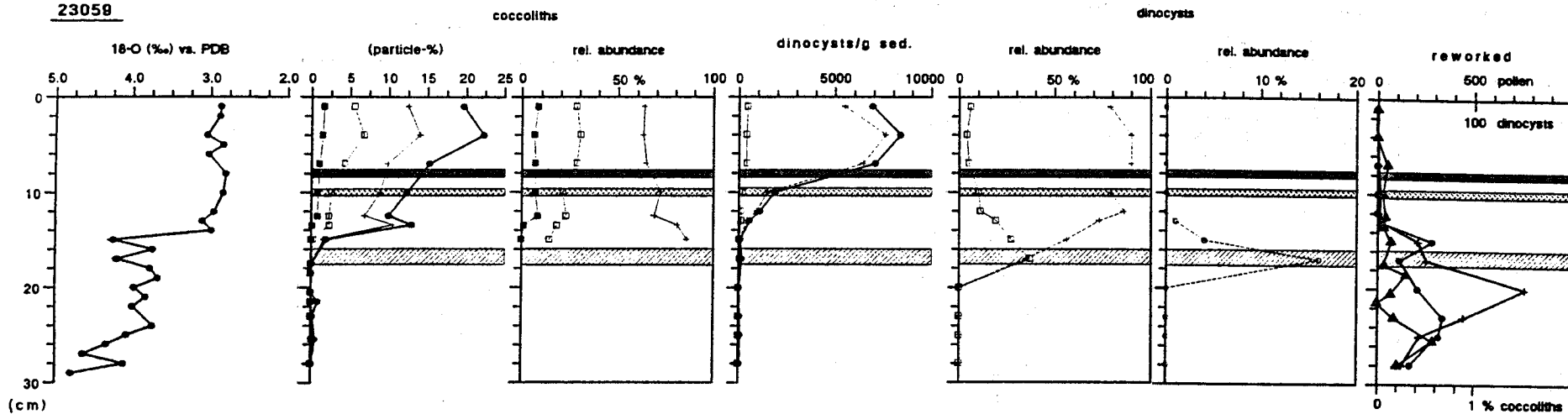


Fig. 1

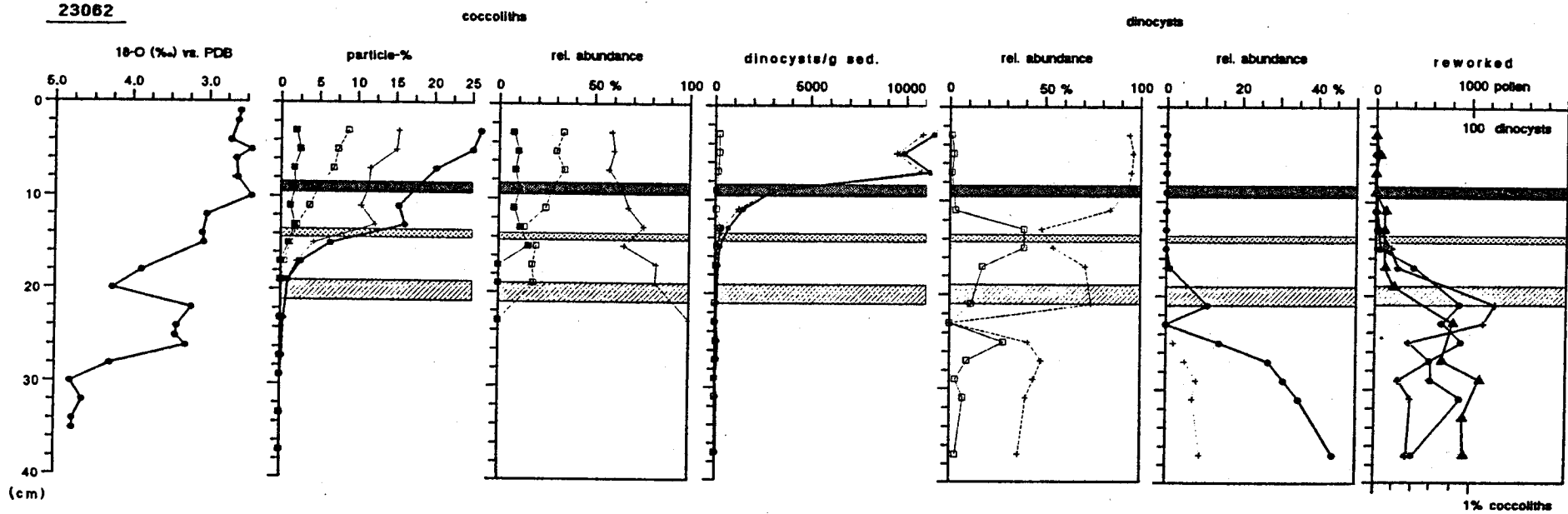
21295



23058



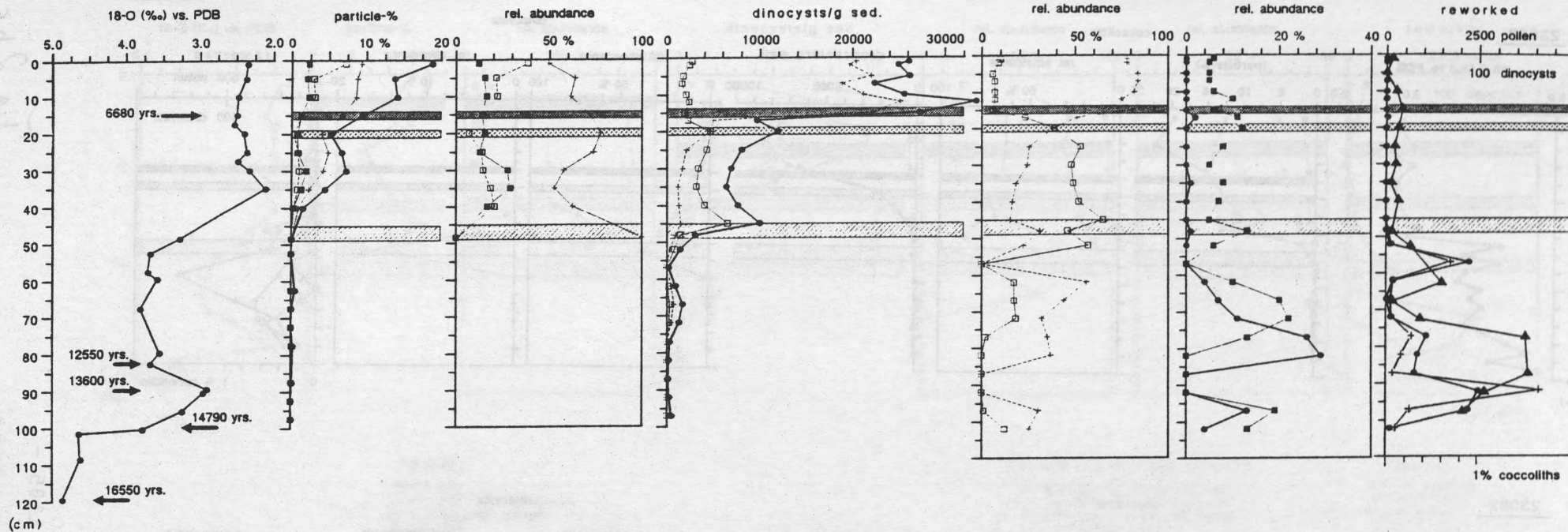
23062



23071

coccoliths

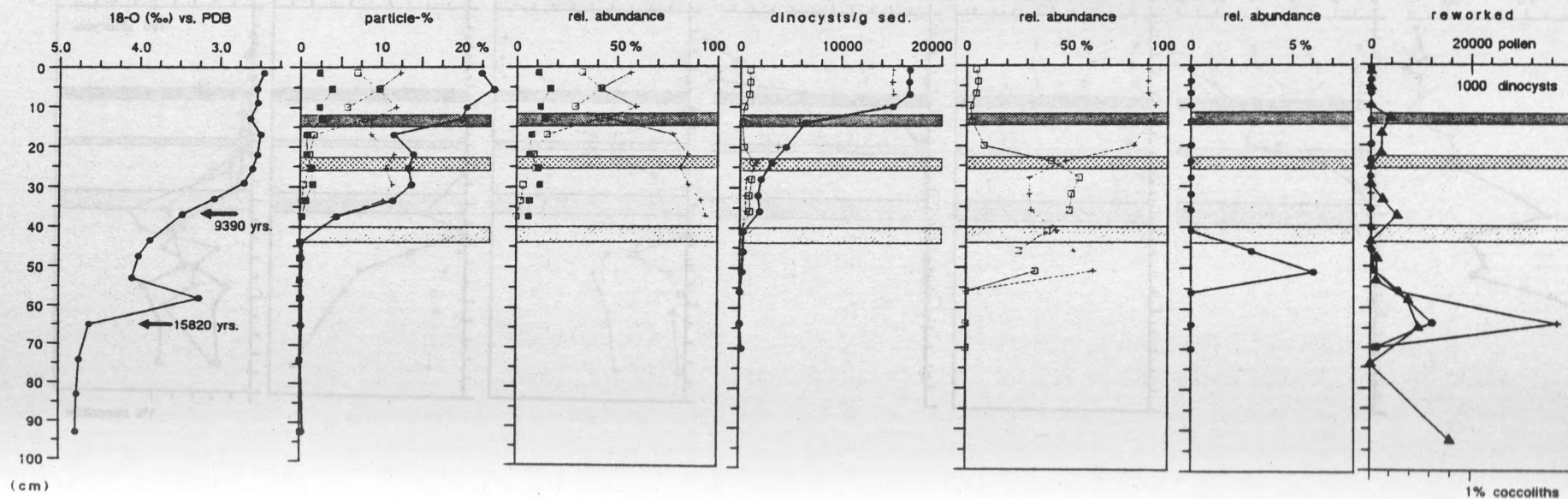
dinocysts



23199

coccoliths

dinocysts



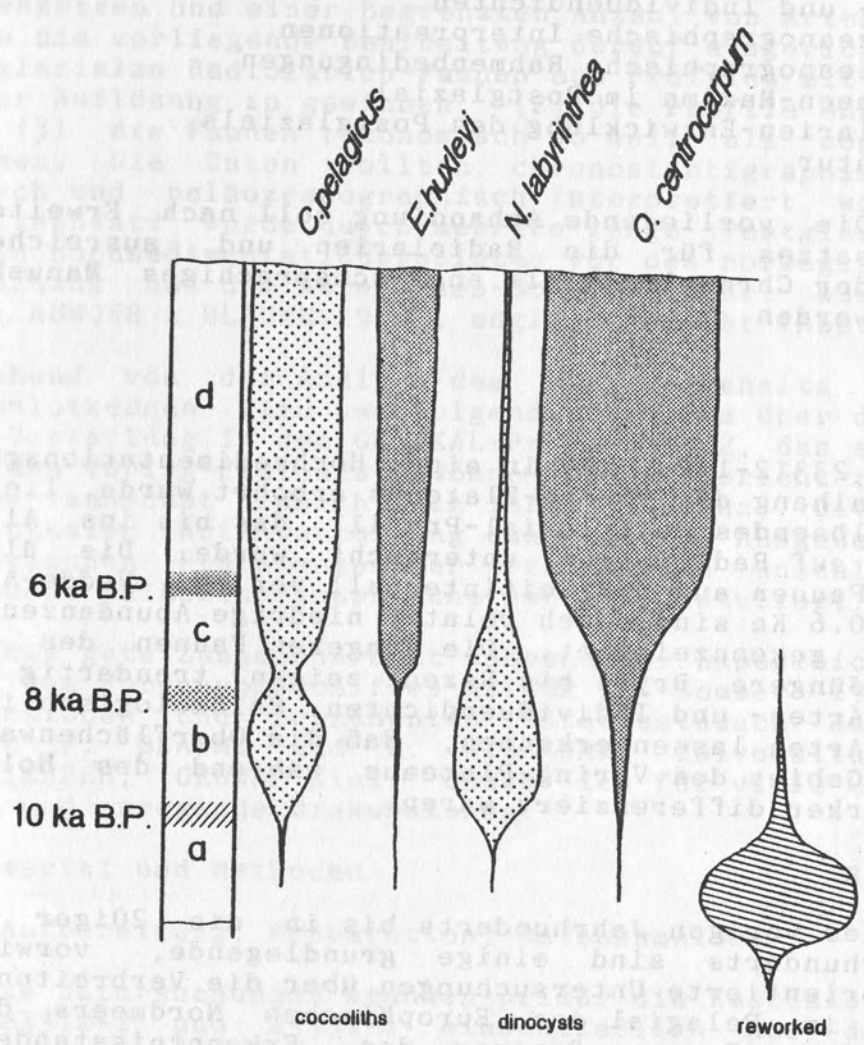


Fig. 3

Zur postglazialen Entwicklung der Radiolarien im Gebiet des Vöring Plateaus, Norwegische See

SIGURD LOCKER

Geologisch-Paläontologisches Institut
der Universität Kiel

Abstrakt

1. Einleitung
2. Material und Methoden
- 2.1. Aufbereitung, Präparation, Datensammlung
- 2.2. Taxonomie und Ökologie
- 2.3. Stratigraphie
3. Daten zur postglazialen Entwicklung des Planktons im
Gebiet des Vöring-Plateaus
- 3.1. Diatomeen und andere Planktongruppen
- 3.2. Radiolarien
- 3.2.1. Abundanzen und Diversitäten
- 3.2.2. Arten- und Individuendichten
4. Paläozeanographische Interpretationen
- 4.1. Paläozeanographische Rahmenbedingungen
- 4.2. Diatomeen-Maxima im Postglazial
- 4.3. Radiolarien-Entwicklung des Postglazials
5. Literatur

Anmerkung: Die vorliegende Abhandlung soll nach Erweiterung des Probensatzes für die Radiolarien und ausreichender Festlegung der Chronologie als englischsprachiges Manuskript eingereicht werden.

Abstrakt

Der Kern GIK 23312-1/2, der in einem Hochsedimentationsgebiet am Kontinentalhang des Vöring-Plateaus erbohrt wurde, lieferte ein hochauflösendes Postglazial-Profil, das bis ins Alleröd reicht und auf Radiolarien untersucht wurde. Die älteren Radiolarien-Faunen aus dem Zeitintervall vor dem Vedde-Asche-Event bei 10.6 Ka sind durch relativ niedrige Abundanzen und Diversitäten gekennzeichnet. Die jüngeren Faunen des Zeitintervalls Jüngere Dryas bis Rezent zeigen trendartig eine Zunahme der Arten- und Individuendichten. Palökologisch interpretierbare Arten lassen erkennen, daß die Oberflächenwassermassen im Gebiet des Vöring-Plateaus während des Holozäns vertikal stärker differenziert waren.

1. Einleitung

Vom Ende des vorigen Jahrhunderts bis in die 20iger Jahre dieses Jahrhunderts sind einige grundlegende, vorwiegend qualitativ orientierte Untersuchungen über die Verbreitung der Radiolarien im Pelagial des Europäischen Nordmeers durchgeführt worden (Zusammenfassung des Erkenntnisstandes in BORGERT 1901; POPOFSKY 1905/1905; SCHRÖDER 1909/1929, 1911). Diese Untersuchungen wurden nach einer längeren Unterbrechung

erst wieder in den 70iger Jahren aufgenommen (BJÖRKLUND 1974; SWANBERG & BJÖRKLUND 1986). Gleichzeitig setzten Bestrebungen ein, die geographische und stratigraphische Verbreitung der Radiolarien in holozänen und pleistozänen Sedimenten des Europäischen Nordmeers und seiner Nachbargebiete zu erfassen. Aus diesen Untersuchungen resultierten drei Arbeiten, welche die Verbreitung von Radiolarien in Oberflächensedimenten des Nordatlantiks (GOLL & BJÖRKLUND 1971) und des Europäischen Nordmeers (PETRUSHEVSKAYA & BJÖRKLUND 1974; GOLL & BJÖRKLUND 1985) darstellen. Zur stratigraphischen Verteilung der Radiolarien im Quartär wurden hauptsächlich Ergebnisse aus dem Südteil des Europäischen Nordmeers (BJÖRKLUND in AARSETH et al. 1975; BJÖRKLUND 1976; JANSEN & BJÖRKLUND 1985; GOLL & BJÖRKLUND 1989) und aus dem Skagerrak-Gebiet (BJÖRKLUND 1985) publiziert.

Da die stratigraphischen Untersuchungen an quartären Radiolarien im Europäischen Nordmeer bisher auf relativ weitstündigen Probensätzen und einer begrenzten Anzahl von Arten basierten, wurde die vorliegende Bearbeitung darauf ausgerichtet, (1) die postglazialen Radiolarien-Faunen aus Profilen mit hoher zeitlicher Auflösung zu gewinnen, (2) die Profile eng zu beproben und (3) die Faunen taxonomisch so weit als möglich aufzutrennen. Die Daten sollten chronostratigraphisch, paläökologisch und paläozeanographisch interpretiert werden. Dieser Arbeitsansatz wurde durch mehrere lange Postglazial-Profile, die in Hochsedimentationsgebieten vor dem norwegischen Kontinentalhang und dem Barentssee-Schelf erbohrt wurden (RUMOHR 1987; RUMOHR & BLAUME 1989), möglich gemacht (Abb. 1).

Ausgehend von der Analyse des Planktongehalts in mehreren Kastenlotkernen wird nachfolgend vor allem über die Radiolarien-Verteilung in dem GKG/KAL-Profil 23312, das am Kontinentalhang des Vöring-Plateaus gewonnen wurde, berichtet. Die Faunen werden zunächst hinsichtlich ihrer Abundanz, Diversität und prozentualen Artenverteilung analysiert. Ausgehend von den ökologischen Präferenzen der Arten werden anschließend verschiedene paläozeanographische Aspekte diskutiert.

Für die gute Zusammenarbeit während der Expedition M 7/4 an Bord des Forschungsschiffes METEOR im Sommer 1988, diverse Diskussionen und permanenten Datenaustausch danke ich J. RUMOHR F. BLAUME und H. WILLKOMM, Universität Kiel. J. MATTHIESSEN, GEOMAR Kiel, danke ich für viele Literaturhinweise und anregende Diskussionen.

2. Material und Methoden

2.1. Aufbereitung, Präparation, Datensammlung

Für die Untersuchungen standen primär die Kastenlotkerne (KAL) GIK 23312-1 und 23331-1 einschließlich der dazugehörigen Großkastengreiferkerne (GKG), die 1988 während der METEOR-Expedition 7/4 in zwei Hochsedimentationsgebieten im Bereich des Vöring-Plateaus genommen wurden (RUMOHR 1988), zur

Tab. 1. Daten der untersuchten und verglichenen Kerne aus der Norwegisch-Grönländischen See. GKG Großkastengreifer, KAL Kastenlot.

Kern	Position		Wassertiefe (m)	Länge (m)	Gerät
	Breite	Länge			
GIK 23258-2	74° 59.7 N	13° 58.2 E	1768	9.30	KAL
GIK 23312-1	66° 56.2 N	07° 44.0 E	977	9.07	KAL
GIK 23312-2	66° 56.1 N	07° 44.3 E	974	0.40	GKG
GIK 23331-1	66° 52.4 N	07° 49.8 E	834	8.28	KAL
GIK 23331-2	66° 52.7 N	07° 49.8 E	842	0.31	GKG
GIK 23352-2	70° 00.5 N	12° 25.5 W	1822	0.35	GKG

Verfügung. Zu Vergleichszwecken wurden der Kastenlotkern GIK 23258-2 aus dem Gebiet nordwestlich der Bären-Insel und der Großkastengreiferkern GIK 23352-2 vom nordwestlichen Island-Plateau herangezogen (Tab. 1).

Zur Analyse des Gesamtplanktongehalts wurden von den Proben aller Kerne Smear Slides angefertigt. Der Probenabstand betrug, dem Modus der sedimentologischen Arbeitsgruppe von J. RUMOHR im SFB 313 folgend, 8 cm. Die Planktondaten für die Kerne 23312-1/2 und 23331-1/2 sind in Abb. 2 dargestellt.

Für die qualitative und quantitative Analyse der Radiolarien-Faunen des Profils 23312 wurden Slides mit statistischer Streuung der Partikel $>45 \mu\text{m}$ angefertigt. Hierzu wurde die Methode von MOORE (1973), die das Material in einer Wassersäule sedimentiert, weiterentwickelt. Der Probenabstand betrug wie bei den Smear Slides 8 cm; für die initiale Bearbeitung der Radiolarien wurde er jedoch auf 32 cm erhöht. Die Daten der Radiolarien-Analysen sind in Abb. 3-5 wiedergegeben.

Die Planktondaten aus den Smear Slide-Untersuchungen stellen Schätzwerte dar, die die prozentuale Bedeckung des mikroskopischen Blickfeldes mit Biogenpartikeln angeben. Die Radiolarien-Daten aus den Untersuchungen der Sedimentation Slides gehen auf unterschiedliche Zählverfahren zurück. Die Abundanzen wurden aus Partikelzählungen in 5 Reihen je Slide ermittelt; sie geben Individuenzahlen pro Gramm Trockensediment wider. Die Diversitäten und relativen Individuendichten wurden, sofern möglich, aus 300 Individuen je Assoziation berechnet. Die Diversitätsindizes repräsentieren α -Indizes nach FISHER; sie wurden mit Hilfe des Nomogramms von MURRAY (1973) bestimmt.

2.2. Taxonomie und Ökologie

Für die Bestimmung der Arten wurden die Arbeiten von BORGERT (1901) und SCHRÖDER (1909/1929, 1911) herangezogen, die die Angaben von EHRENBURG und HAECKEL aus dem vorigen Jahrhundert

einschließen. Von der neueren Literatur wurden insbesondere die Arbeiten von BJÖRKLUND (1976), MOLINA-CRUZ (1977) und NIGRINI & MOORE (1979) verwendet.

Zur Einschätzung der ökologischen Präferenzen der Arten sind die Daten von BJÖRKLUND (1974), PETRUSHEVSKAYA & BJÖRKLUND (1974) und KRUGLIKOVA (1989) benutzt worden. In der Arbeit von KRUGLIKOVA sind, statistisch aufbereitet, auch die Angaben von HÜLSEMAN (1963) und TIBBS (1967) enthalten. Generell muß jedoch festgehalten werden, daß das Datenmaterial über die Ökologie der Radiolarien völlig unzureichend ist. Es gibt gegenwärtig keine Untersuchung, die die ökologischen Valenzen der im Gebiet vorkommenden Arten nach exakten planktologischen Parametern beschreiben würde.

2.3. Stratigraphie

Bei der Durchsicht der Smear Slides zeigte es sich, daß der Kern 23312-1 aus dem Hochsedimentationsgebiet am Vöring-Plateau nahezu durchgehend in größerer Anzahl kieselige Biogenpartikel enthält und biostratigraphisch interpretierbar ist. Dieser Kern wurde daher als Ausgangspunkt für eine detaillierte Bearbeitung der quartären Radiolarien-Faunen gewählt.

Obwohl zur Zeit noch keine Sauerstoffisotopenkurve vorliegt und exakte absolute Altersangaben fehlen, kann der zeitliche Umfang des Kerns 23312-1 nach biostratigraphischen und lithologischen Kriterien umrissen werden. So läßt sich der markante Diatomeen-Anstieg, der bei 584 cm auftritt (Abb. 2), mit dem Diatomeen-Peak der Jüngeren Dryas in Kern 28-18 aus der südlichen Norwegischen See vergleichen (JANSEN & BJÖRKLUND 1985; STABELL 1986; PEDERSEN & STABELL 1990). In dem Kern 28-18 setzt der Diatomeen-Anstieg kurz oberhalb einer Aschelage ein, die mit der Vedde-Asche korreliert wird. Für die Vedde-Asche geben MANGERUD et al. (1984) ein Alter von 10.6 Ka an. In dem Kern 23312-1 treten in der Fraktion $>45\ \mu\text{m}$ des Probenintervalls 576-480 cm gehäuft rhyolitische und basaltische Glaspartikel auf, wie sie für die Vedde-Asche typisch sind (KVAMME et al. 1989). In den Smear Slides kommen solche Glaspartikel schon bei 600 cm vor. Damit dürfte der Abschnitt oberhalb 600 cm das Intervall Jüngere Dryas bis Rezent repräsentieren.

Der Kern 23331-1, der im Randbereich des Hochsedimentationsgebiets am Vöring-Plateau erbohrt wurde, weist nach den Smear Slide-Analysen am Top ein Diatomeen-Maximum auf (Abb. 2). Dieses kann, wie verschiedene Vergleiche belegen, mit dem tiefsten Teil des breiten Diatomeen-Maximums in Kern 23312-1 korreliert werden: In beiden Kernen liegt der Diatomeen-Anstieg über einem kleinen, aber deutlichen Coccolithen-Peak; im oberen Teil des Diatomeen-Maximums nehmen die Coccolithen-Häufigkeiten in gleichartiger Weise stark zu (eigene Untersuchungen). Die Sandgehaltskurven $>63\ \mu\text{m}$ überlappen sich in beiden Kernen mit charakteristischen Teilen eines mehrgipfe-

ligen Intervall; dieses liegt in Kern 23312-1 zwischen 615 und 553 cm, in Kern 23331-1 zwischen 85 und 25 cm (Untersuchungen F. BLAUME). In beiden Kernen treten unmittelbar unter dem Diatomeen-Peak gehäuft rhyolithische und basaltische Glaspartikel auf, wie sie für die Vedde-Asche beschrieben wurden; in Kern 23312-1 setzt dieses Vorkommen bei 600 cm ein, in Kern 23331-1 bei 56 cm (eigene Untersuchungen). Die ^{14}C -Alter, die in beiden Kernen im Bereich des Diatomeen-Peaks bestimmt wurden, sind zwar zu hoch, doch zeigen sie denselben Trend; in Kern 23312-1 wurde für die Probe 556-560 cm ein Alter von 12.8 ± 0.6 Ka gemessen, in Kern 23331-1 für die Probe 36-40 cm ein Alter von 13.4 ± 0.2 Ka (Untersuchungen H. WILLKOMM).

Werden die Kerne 23312-1 und 23331-1 nach den genannten Kriterien korreliert, dann ergibt sich ein hochauflösendes Postglazial-Profil, das weitgehende Übereinstimmungen mit dem Kern 28-18 aus der südlichen Norwegischen See zeigt (JANSEN & BJÖRKLUND 1985; PEDERSEN & STABELL 1990). Ausgehend von den Altersfixpunkten des Kerns 28-18 kann für das zusammengesetzte Profil vom Vöring-Plateau angenommen werden, daß es mindestens den Zeitraum vom Alleröd bis zur Gegenwart umfaßt. Die nachfolgenden Ausführungen sollen jedoch auf den Kern 23312-1/2 beschränkt werden, weil dieser qualitativ und quantitativ auf Radiolarien analysiert wurde.

3. Daten zur postglazialen Entwicklung des Planktons im Gebiet des Vöring-Plateaus

3.1. Diatomeen und andere Planktongruppen

Die Häufigkeitskurven der 4 Planktongruppen, die aus dem Kern 23312-1/2 vorliegen (Abb. 2), zeigen einen markanten Verlauf. Die Diatomeen-Kurve beginnt basal mit relativ niedrigen Werten, um dann zwischen 584 und 448 cm in ein breit entwickeltes Maximum überzugehen. Oberhalb des Maximums, das den Zeitraum Jüngere Dryas bis Präboreal/Boreal repräsentiert, liegen die Diatomeen-Werte wieder auf einem niedrigeren Niveau.

Die Coccolithophoriden-Kurve zeigt dicht unterhalb des Diatomeen-Maximums einen deutlichen Ausschlag, um dann auf ein niedrigeres Niveau zurückzufallen. Im mittleren Teil des Diatomeen-Maximums beginnt bei 536 cm ein Intervall mit hohen Coccolithen-Gehalten, das von nur wenigen Depressionen unterbrochen bis zum Top des Kerns anhält.

Die Radiolarien-Kurve weist im Vergleich zu den bisher diskutierten Kurven keine Besonderheiten auf. Die Radiolarien-Gehalte sind, wegen der geringen Repräsentativität von großen Partikeln in Smear Slides, durchgehend niedrig. Bei den Foraminiferen treten oberhalb 224 cm höhere Werte auf, die z.T. auf einen vermehrten Anteil benthischer Arten zurückgehen.

3.2. Radiolarien

3.2.1. Abundanzen und Diversitäten

Die Abundanzkurve der Radiolarien, die für den Kern 23312-1/2 berechnet wurde (Abb. 3), zeigt von der Basis bis zu der totalen Depression bei 608 cm relativ niedrige Werte bis zu 1100 Individuen/g Sediment an. Oberhalb des Nullwertes, der einen Zeitpunkt in der Jüngeren Dryas markiert, steigen die Abundanzen trendartig bis zu einem Maximalwert von 12600 Individuen bei 96 cm an, um dann zum Top des Kerns auf einen Wert von 7100 Individuen zurückzufallen. Die Diversitätskurve (Abb. 3) entspricht dem im wesentlichen. Bis zu dem Nullwert der Abundanz bei 608 cm variieren die FISHER-Indizes, wenn der höhere Wert bei 800 cm unberücksichtigt bleibt, zwischen 6.5 und 8.5, was 25-32 Arten in den Taphozönosen entspricht. Oberhalb der Nullstelle liegen die Werte auf einem höheren Niveau, wobei bei 160 cm ein Maximum von 14.0 erreicht wird, das 45 Arten entspricht.

3.2.2. Arten- und Individuendichten

In den Taphozönosen des Kerns 23312-1/2 konnten mehr als 80 Radiolarien-Taxa identifiziert werden, die meisten bis zum Artniveau (Tab. 2). In der Gesamtanzahl der nachgewiesenen Arten überwiegen zwar die Nassellarien, in den Taphozönosen erreichen jedoch die Spumellarien mit >50% der Individuen durchgehend die höheren Dichten (Abb. 3). Phaeodarien konnten nur in dem Intervall oberhalb 448 cm nachgewiesen werden; sie stellen weniger als 1%, meist nur 0.3% der Individuen in den Assoziationen.

Paläozeanographisch und paläoklimatisch verwertbare Daten liefern vor allem die speziellen Relationen zwischen den Arten- und Individuendichten, die aus den Diversitätsindizes und den prozentualen Häufigkeiten ablesbar sind (Abb. 3-5). Die Diversitätsindizes zeigen an, daß die Artendichten der Taphozönosen von 880-600 cm relativ niedrig sind, von 576 cm aber deutlich ansteigen. Mit den niedrigen Artendichten sind aber nur in zwei Fällen höhere Individuendichten einzelner Arten gekoppelt. So werden in der Probe 832 cm, die einen Index von 6.5 hat, 31.5% der Individuen von *Pseudodictyophimus gracillipes* gestellt. In der Probe 672 cm, die einen Index von 7.0 hat, machen die Individuen von *Phortidium clevei* 21.9% der Individuen aus. Das sind die höchsten Prozentzahlen, die von einzelnen Arten erreicht werden. In dem Intervall über der Abundanzdepression bei 608 cm werden höhere Individuendichten von >20% nur von *Cromyechinus borealis* erreicht; diese liegen bei 352, 128, 64 und 32 cm und sind mit einem Diversitätsindex von 10-11.5 verbunden.

4. Paläozeanographische Interpretationen

4.1. Paläozeanographische Rahmenbedingungen

Mit dem Rückzug des Eises und dem verstärkten Einstrom wärmeren Nordatlantikwassers in die südliche Norwegische See zwischen 13.5 und 13.0 Ka (RUDDIMAN, SANCETTA & MC INTYRE 1977; BJÖRKLUND & GOLL 1979; JANSEN & BJÖRKLUND 1985) bildete sich sukzessiv das gegenwärtig in der Norwegisch-Grönländischen See herrschende ozeanographische Regime heraus. Dieses ist gekennzeichnet durch den warmen Norwegenstrom, der Oberflächenwasser des Nordatlantiks an der Westseite Norwegens entlang bis in das Gebiet der Framstraße führt, und den kalten Ostgrönlandstrom, der kaltes Oberflächenwasser aus dem Polargebiet an der Ostseite Grönlands entlang bis in den Nordatlantik transportiert. Das Bild wird noch durch kalte Tiefenwässer modifiziert, die sich in der zentralen Norwegisch-Grönländischen See bilden und über die Island-Färöer-Schwelle in den Nordatlantik strömen.

Aus den Untersuchungen von JANSEN & BJÖRKLUND (1985) geht hervor, daß der Prozeß der Verlagerung der Polarfront nach dem initialen Einstrom warmen Nordatlantikwassers in die südliche Norwegische See bis zu dem erneuten Vorstoß der Front in der Jüngeren Dryas und dem dann folgenden endgültigen Rückzug in vielen Details noch nicht bekannt ist. Die an der Kernfolge 23312/23331 erzielten Daten können dazu beitragen, einige Fragen der Herausbildung und Veränderung des Norwegenstrom-Systems zu klären.

4.2. Diatomeen-Maxima im Postglazial

Die Untersuchungen an dem Kern 23312-1/2 haben ergeben, daß kurz nach dem Vedde-Asche-Event von 10.6 Ka im Bereich des Kontinentalhanges am Vöring-Plateau eine Maximalphase der Diatomeen-Entwicklung einsetzte (Abb. 2). Diese dauerte, nach Vergleichen mit dem Kern 28-28 in der südlichen Norwegischen See (JANSEN & BJÖRKLUND 1985; STABELL 1986), wahrscheinlich bis ins Präboreal/Boreal an. Die Diatomeen-Entwicklung scheint nach den vorliegenden Daten dreiphasig verlaufen zu sein, doch kann dieses Phänomen auch aus den Smear Slide-Abschätzungen resultieren. Nach STABELL (1986) und PEDERSEN & STABELL (1990) erreichte die Diatomeen-Entwicklung im Südteil der Norwegischen See nach 10.6 Ka nur zwei maximale Phasen. Die erste Phase begann in der Jüngeren Dryas; sie wurde hauptsächlich von planktonischen Kaltwasserarten getragen. Die jüngere Phase lag im Präboreal; sie wurde von temperaten Planktonarten dominiert (STABELL 1986).

Die Vergleichsuntersuchungen, die an dem Kern 23258-2 durchgeführt wurden, haben nachweisen können, daß die Diatomeen auch im Bereich vor dem Barentssee-Schelf eine Maximalphase erreichten (keine Abbildung). Regionale Vergleiche belegen jedoch, daß das markante Diatomeen-Maximum in Kern 23258-2 nicht mit dem des Kerns 23312-1 vom Vöring-Plateau korreliert

werden darf. Aus den Untersuchungen von STABELL (1986) und PEDERSEN & STABELL (1990) geht hervor, daß die Diatomeen im Verlaufe der Deglaziation im Bereich des Norwegenstroms von Süden nach Norden zunehmend später maximale Entwicklungsphasen durchliefen. Ein Vergleich mit dem Kern GIK 23139-1 vom Tromsø-Hang des Barentssee-Schelfes deutet an (PEDERSEN & STABELL 1990), daß der starke Diatomeen-Anstieg an der Kernposition 23258-2 wahrscheinlich erst im Präboreal erfolgte.

Es werden zur Zeit zwei Ursachen für das Auftreten der postglazialen Diatomeen-Maxima diskutiert. Ausgehend von aktualistischen Vergleichen wird auf der einen Seite angenommen, daß es während des Spätpleistozäns im Bereich der nach NW abwandernden Polarfront, infolge von Nährstoffanreicherung bei der Vermischung polarer und atlantischer Wassermassen, zu einer erhöhten Diatomeen-Produktion kam (BJÖRKLUND, THIEDE & HOLTEDAHL 1979; JANSEN et al. 1983; STABELL 1986). Auf der anderen Seite wird vermutet, daß es während der Deglaziation zu starken Schmelzwasserzuflüssen vom norwegischen Kontinentargebiet kam, die das Nährstoffangebot erhöhten und damit eine verstärkte Diatomeen-Produktion bewirkten (PEDERSEN & STABELL 1990).

4.3. Radiolarien-Entwicklung des Postglazials

Die Daten des Kerns 23312-1/2 zeigen, daß die Radiolarien-Faunen im Gebiet des Vöring-Plateaus bis zur Jüngeren Dryas unter relativ kühlen Bedingungen existierten. Das wird durch geringe Abundanzen, niedrige Diversitäten und hohe relative Individuendichten einzelner Arten bei gleichzeitig niedriger Diversität der Assoziationen belegt (Abb. 3-5). Die letzte Aussage wird insbesondere durch die Häufigkeitsmaxima von *Pseudodictyophimus gracilipes* und *Phortidium clevei*, die rezent eng an kalte Wassermassen gebunden sind (PETRUSHEVSKAYA & BJÖRKLUND 1974; KRUGLIKOVA 1989), unterstrichen. Das insgesamt relativ niedrige Temperaturniveau wird durch die vergleichsweise höheren Anteile von *Spongostrobus glacialis* und *Amphimelissa setosa*, die rezent mit größeren Individuendichten im Nordpolarmeer vorkommen (KRUGLIKOVA 1989), dokumentiert.

Nach dem absoluten Ausfall der Radiolarien in der Jüngeren Dryas nahmen die Abundanzen und Diversitäten der Assoziationen trendartig zu, um dann zur Gegenwart hin wieder abzufallen. Der gesamte Vorgang war durch Fluktuationen verschiedener Arten gekennzeichnet, die zur Zeit noch nicht interpretiert werden können. Generell erscheint es bemerkenswert, daß einige Trends gegenläufig auftraten. So nahm *Rhizoplegma boreale*, die als boreal-temperate Art einzuschätzen ist, zunächst an Häufigkeit zu, um dann zur Gegenwart hin wieder abzunehmen. Andere Arten, wie *Phortidium clevei*, *Spongodiscus resurgens* und auch *Spongostrobus glacialis* nahmen dagegen in demselben Intervall deutlich an Häufigkeit zu, was anscheinend für eine generelle Abkühlung der Oberflächenwassermassen spricht. Diesem Trend lief jedoch die Häufigkeitszunahme von *Coro-*

calyptra craspedota, die eine Oberflächenform wärmerer Regionen ist (PETRUSHEVSKAYA & BJÖRKLUND 1974), ökologisch entgegen. Es liegt nahe, diese Differenzen auf eine stärkere horizontale und/oder vertikale Differenzierung der Wassermassen zurückzuführen. Hinweise dafür liefern sowohl verschiedene Nassellarien als auch die Phaeodarien. So deuten einige subtropische Arten, wie *Lamprocyclas maritima*, *Pterocanium trilobum*, *Pterocorys zancleus* und *Spongocore puella* (ökologische Daten nach CASEY 1971), zumindest auf den temporären Einstrom stärker erwärmten Oberflächenwassers aus dem Nordatlantik hin. Die nachgewiesenen Phaeodarien zeigen offensichtlich einen gut ausgebildeten Zwischen- oder Tiefenwasserkörper an, da sie rezent vorwiegend tiefere Wasserschichten besiedeln (HÜLSEMAN 1963; RESHETNJAK 1971).

Die Entwicklung der Radiolarien verlief von der Jüngeren Dryas an im Gebiet des Island-Plateaus, das unter dem Einfluß des kalten Ostgrönlandstroms stand, deutlich anders. Die Untersuchungen von MOLINA-CRUZ (Ms) an dem Kern 23352-2 haben gezeigt, daß die holozänen Radiolarien-Faunen im Bereich des Island-Plateaus fast durchgehend von der arktisch-borealen Art *Amphimelissa setosa* dominiert wurden. Dabei wurden im Verlaufe des Holozäns Abundanzen erreicht, die z.T. über 100000 Individuen/g Sediment hinausgehen.

Es bleibt abschließend zu bemerken, daß die vorliegenden Untersuchungsergebnisse nur einige Aspekte der postglazialen Entwicklung der Radiolarien im Bereich des Norwegenstroms umreißen können. Weiterreichende Darstellungen sind erst möglich, wenn die Datenbasis verbreitert (Probensatz des Profils 23312/23331, Chronologie der Sedimente) bzw. einige Grunddaten neu geschaffen wurden (Synökologie der Radiolarien-Assoziationen in der Norwegisch-Grönländischen See, Partikelsedimentation und Überlieferungspotential der Radiolarien).

5. Literatur

- AARSETH, I., BJERKLI, K., et al. (1975): Late Quaternary sediments from Korsfjorden, western Norway. - *Sarsia*, 58: 43-66.
- BJÖRKLUND, K.R. (1974): The seasonal occurrence and depth zonation of radiolarians in Korsfjorden, western Norway. - *Sarsia*, 56: 13-42.
- (1976): Radiolaria from the Norwegian Sea, Leg 38 of the Deep Sea Drilling Project. - Init. Repts. DSDP, 38: 1101-1168.
- BJÖRKLUND, K.R. & GOLL, R.M. (1979): Ice Age Climates of the Norwegian-Greenland Sea. - *GeoJournal*, 3: 273-286.
- BJÖRKLUND, K.R., THIEDE, J. & HOLTEDAHN, H. (1979): Deglaciation of the southeastern Norwegian Sea towards the end of the last glacial age. - *Boreas*, 8: 133-135.
- BORGERT, A. (1901): Die nordischen Tripyleen-Arten. - In BRANDT, K. (Ed.): Nordisches Plankton, 7, 1-52.
- CASEY, R.E. (1971): Radiolarians as indicators of past and present water-masses. - In FUNNELL, B.M. & RIEDEL, W.R.

- (Ed.): The micropalaeontology of oceans, 331-341.
- GOLL, R.M. & BJÖRKLUND, K.R. (1971): Radiolaria in surface sediments of the North Atlantic Ocean. - *Micropal.*, 17: 434-454.
- (1985): *Nephrospyrus knutheieri* sp.n., an extant trissocyclid radiolarian (Polycystinea: Nassellarida) from the Norwegian-Greenland Sea. - *Sarsia*, 70: 103-118.
- (1989): A new radiolarian biostratigraphy for the Neogene of the Norwegian Sea: ODP Leg 104. - *Proc. ODP, Sci. Res.*, 104: 697-737.
- HÜLSEMAN, K. (1963): Radiolaria in plankton from the Arctic Drifting Station T-3, including the description of three new species. - *Techn. Pap. N. Am. Arct. Inst.*, 13: 1-52.
- JANSEN, E. & BJÖRKLUND, K.R. (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15 000 B.P. to present. - *Boreas*, 14: 243-257.
- JANSEN, E., SEJRUP, H.P., FJAERAN, T., HALD, M., HOLTEDAH, H. & SKARBØ, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. - *Nor. Geol. Tidsskr.*, 63: 117-146.
- KRUGLIKOVA, S.B. (1989): Arctic Ocean Radiolarians. - In HERMAN, Y. (Ed.): *The Arctic Seas*, 461-480.
- KVAMME, T., MANGERUD, J., FURNES, H. & RUDDIMAN, W.F. (1989): Geochemistry of Pleistocene ash zones in cores from the North Atlantic. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, 69: 251-272.
- MANGERUD, J., LIE, S.E., FURNES, H., KRISTIANSEN, I.L. & LÖMO, L. (1984): A Younger Dryas ash bed in Western Norway and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. - *Quaternary Res.*, 21: 85-104.
- MOLINA-CRUZ, A. (1977): Radiolarian assemblages and their relationship to the oceanography of the subtropical southeastern Pacific. - *Mar. Micropal.*, 2: 315-352.
- (Ms): Holocene paleo-oceanography of the northern Iceland Sea, evidenced by radiolaria and sponge spicules. - 25 S.
- MOORE, R.C. (1954): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part D. Protozoa (chiefly Radiolaria and Tintinna). - 195 S., (Univ. Kansas Press) Lawrence.
- MOORE, T.C., Jr. (1973): Method of randomly distributing grains for microscopic examination. - *J. Sed. Petr.*, 43: 904-906.
- MURRAY, J.W. (1973): *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*. - 274 S., (Heinemann) London.
- NIGRINI, C. & MOORE, T.C., Jr. (1979): *A Guide to Modern Radiolaria*. - Cushman Found. For. Res., Spec. Publ., 16.
- PEDERSEN, J. & STABELL, B. (1990): Algeoppblomstring - også en "katastrofe" for 10000 år siden? - *Proc. Nord. Diatomemöte* (preprint).
- PETRUSHEVSKAYA, M.G. & BJÖRKLUND, K.R. (1974): Radiolarians in Holocene sediments of the Norwegian-Greenland Seas. - *Sarsia*, 57: 33-46.
- POPOFSKY, A. (1905): Die nordischen Acantharien. Teil 1: Acanthometriden. - In BRANDT, K. (Ed.): *Nordisches Plankton*, 7, 43-69.
- (1905): Die nordischen Acantharien. Teil 2: Acanthophrac-

- ten. - In BRANDT, K. (Ed.): Nordisches Plankton, 7, 71-90.
- RESHETNJAK, V.V. (1971): Occurrence of phaeodarian Radiolaria in Recent sediments and Tertiary deposits. - In FUNNELL, B.M. & RIEDEL, W.R. (Ed.): The micropalaeontology of oceans, 343-349.
- RUDDIMAN, W.F., SANCETTA, C.D. & MC INTYRE, A. (1977): Glacial/Interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments. - Phil. Trans. R. Soc. London, B, 280: 119-142.
- RUMOHR, J. (1987): Sediment transport and accumulation due to winter water run-off on the continental slope off northern Norway. - Berichtsbd. 85-86-87 SFB 313, 1: 151-178.
- (1988): Lateraler Transport und Sedimentzusammensetzung. - In HIRSCHLEBER, H., THEILEN, F., BALZER, W., VON BODUNGEN, B. & THIEDE, J. (Ed.): Forschungsschiff METEOR, Reise 7, vom 1. Juni bis 28. September 1988, Ber. SFB 313, 10: 182-184.
- RUMOHR, J. & BLAUME, F. (1989): High accumulation areas on the continental slope off northern Norway and the conception of winter water cascades. - Terra abstracts, 1: 27.
- SCHRÖDER, O. (1909): Die nordischen Spumellarien. Teil 2: Unterlegion Sphaerellaria. - In BRANDT, K. (Ed.): Nordisches Plankton, 7, 1-6.
- (1911): Die nordischen Nassellarien. - In BRANDT, K. (Ed.): Nordisches Plankton, 7, 67-146.
- (1929): Die nordischen Spumellarien. Teil 1: Unterlegion Sphaerocollida. - In BRANDT, K. (Ed.): Nordisches Plankton, 7, 91-120.
- STABELL, B. (1986): A diatom maximum horizon in upper Quaternary deposits. - Geol. Rundschau, 75, 1: 175-184.
- SWANBERG, N.R. & BJÖRKLUND, K.R. (1986): The radiolarian fauna of western Norwegian fjords: Patterns of abundance in the plankton. - Mar. Micropal., 11: 231-241.
- TIBBS, J.F. (1967): On some planktonic protozoa taken from the track of Drift Station ARLIS I, 1960-1961. - Arct. Inst. N. Amer., 20: 247-254.

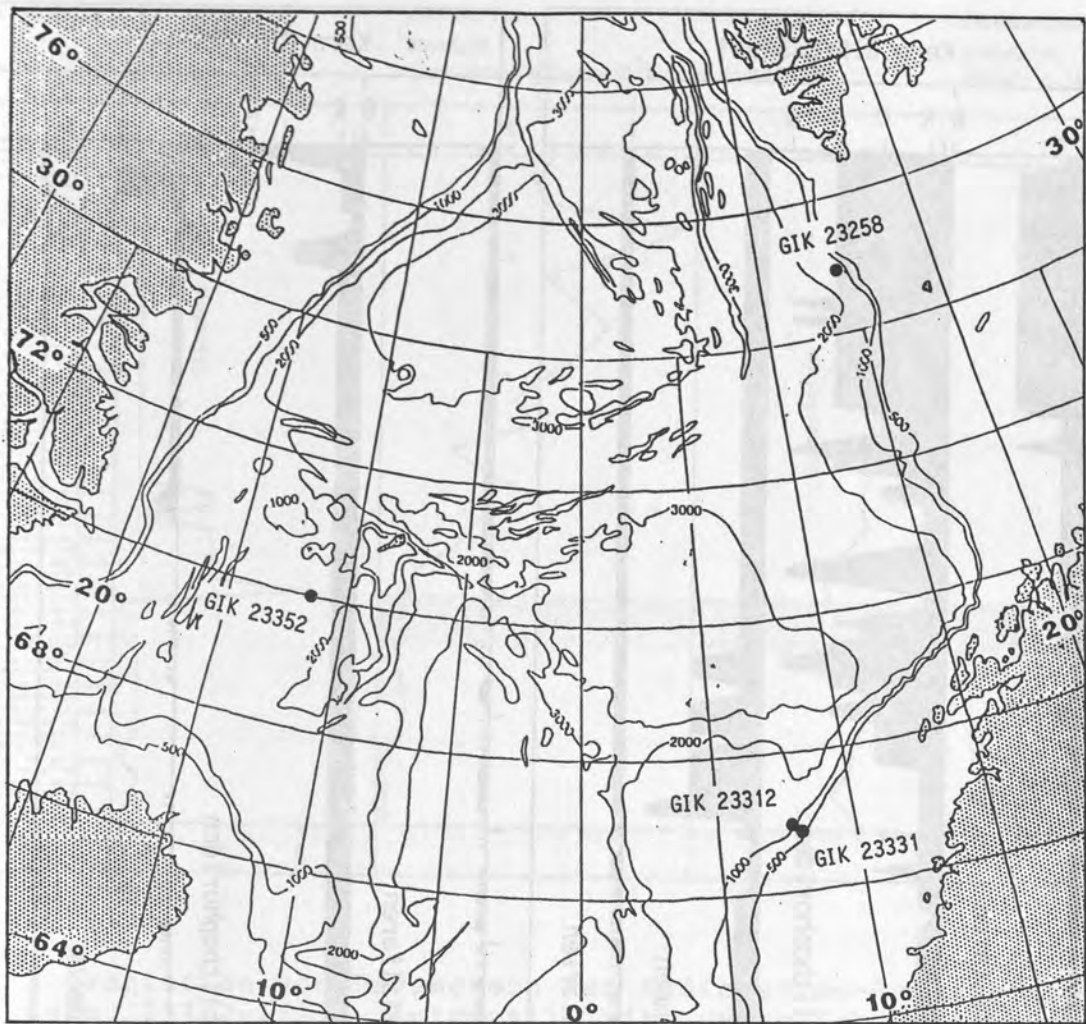


Abb. 1. Lage der untersuchten und verglichenen Stationen in der Norwegisch-Grönländischen See.

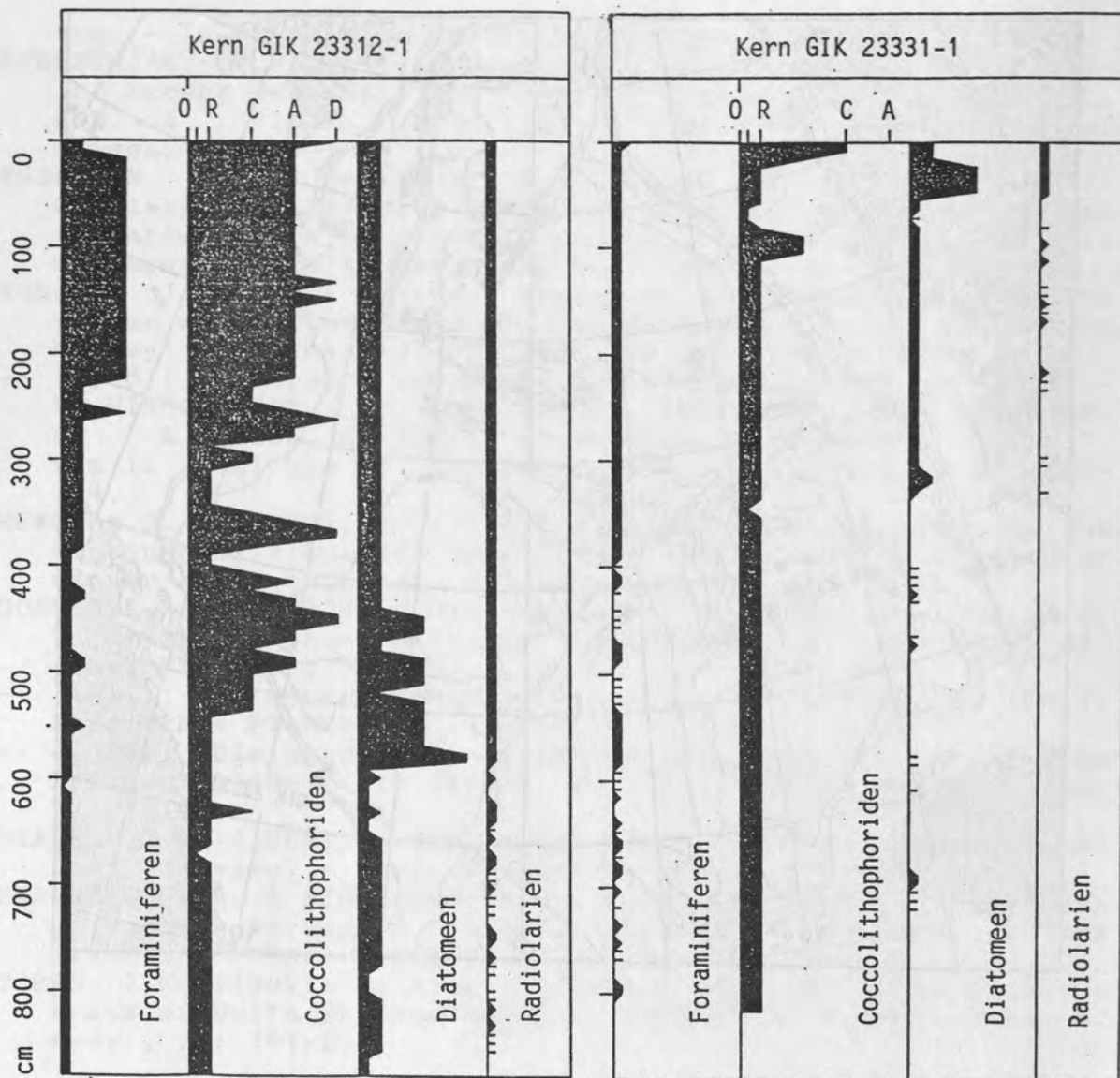


Abb. 2. Variation der Planktonhäufigkeiten in den Kernen 23312-1/2 und 23331-1/2 aus dem Hochsedimentationsgebiet am Kontinentalhang des Vöring-Plateaus. Häufigkeitsangaben: t (traces), <1% der Blickfeldbedeckung des Smear Slides; R (Rare) <5%; C (Common) <25%; A (Abundant) <50%; D (Dominant) >50%.

Das kontinuierliche Vorkommen der Diatomeen in Kern 23331 setzt im Alleröd ein. Das oberflächennahe Maximum beginnt in der Jüngerer Dryas. Es kann mit dem tiefsten Teil des breiten Maximums in Kern 23312 korreliert werden.

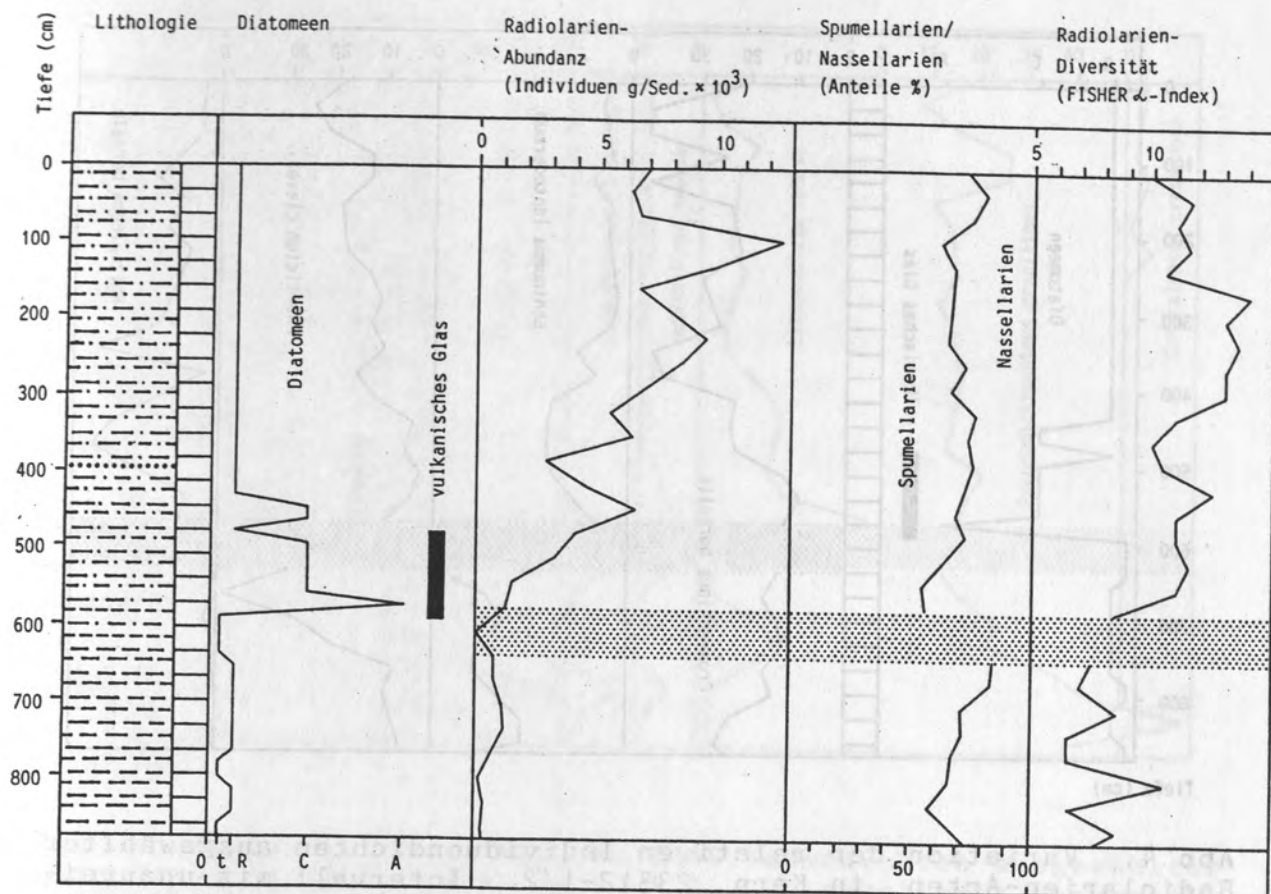


Abb. 3. Variation von Parametern der Radiolarien-Assoziationen in Kern 23312-1/2. Intervall mit unzureichenden Daten punktiert.

Das erste Auftreten vulkanischer Glaspartikel markiert das Vedde-Asche-Event bei 10.6 Ka.



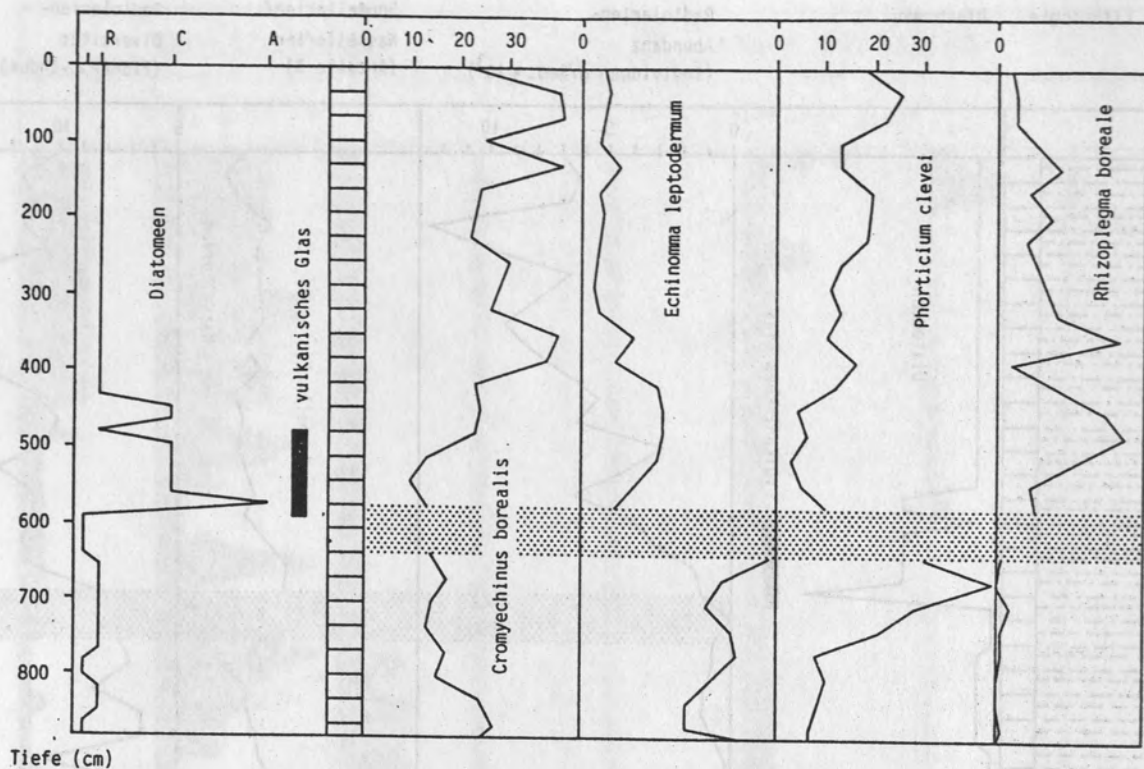


Abb 4. Variation der relativen Individuendichten ausgewählter Radiolarien-Arten in Kern 23312-1/2. Intervall mit unzureichenden Daten punktiert.

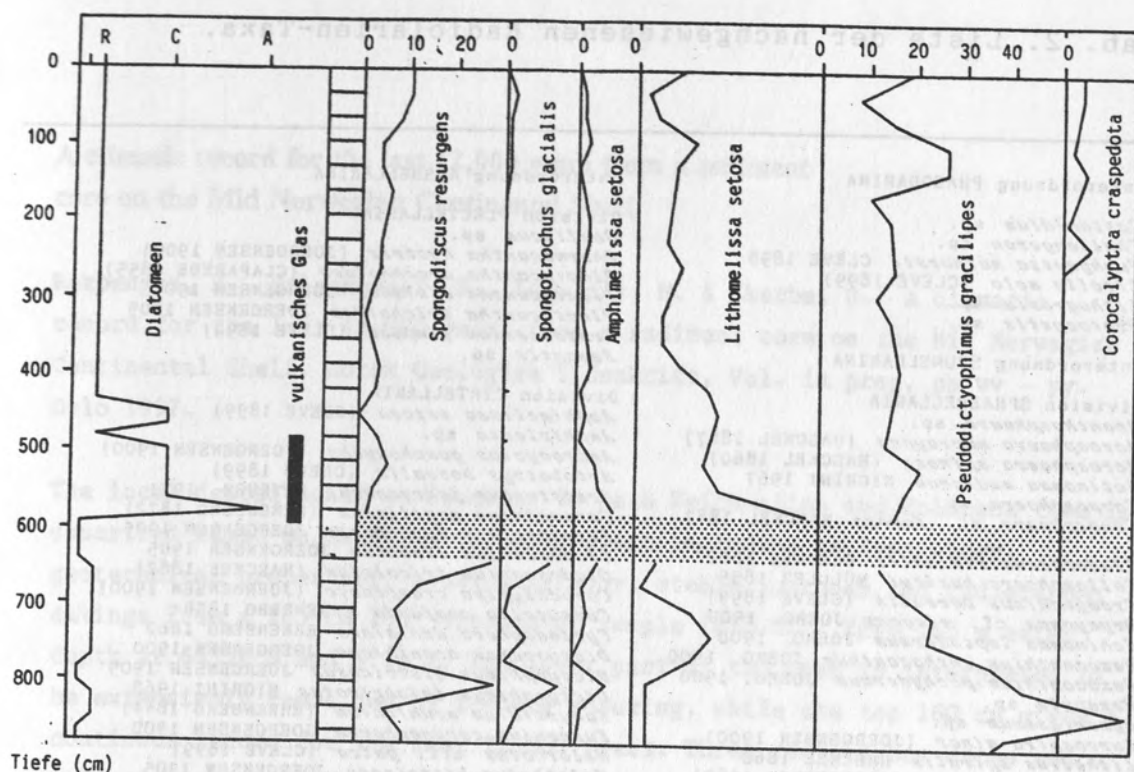


Abb. 5. Variation der relativen Individuendichten ausgewählter Radiolarien-Arten in Kern 23312-1/2. Intervall mit unzureichenden Daten punktiert.

Tab. 2. Liste der nachgewiesenen Radiolarien-Taxa.

Unterordnung PHAEODARINA

Castanidium sp.
Challengeron sp.
Euphysetta nathorsti CLEVE 1899
Lirella melo (CLEVE 1899)
Lithogromia sp.
Protocystis sp.

Unterordnung SPUMELLARINA

Division SPHAERELLARIA

Acanthosphaera sp.
Acrosphaera murrayana (HAECKEL 1887)
Acrosphaera spinosa (HAECKEL 1860)
Actinomma medianum NIGRINI 1967
Carpospaera sp.
Cenosphaera cf. favosa HAECKEL 1887

Cladococcus viminalis HAECKEL 1862
Collosphaera huxleyi MÜLLER 1855
Cromyechinus borealis (CLEVE 1899)
Drymonomma cf. elegans JOERG. 1900
Echinomma leptodermum JOERG. 1900
Hexacanthium entacanthum JOERG. 1900
Hexacanthium pachydermum JOERG. 1900
Hazapyte sp.
Hymenastrium sp.
Larcospira minor (JOERGENSEN 1900)
Lithelius spiralis HAECKEL 1860
Phorticium clevei (JOERGENSEN 1900)
Pylospira sp.
Rhisoplegma boreale (CLEVE 1899)
Rhopalodictyum sp.
Spongocore puella HAECKEL 1887
Spongodiscus osculosus (DREYER 1889)
Spongodiscus resurgens EHRENB. 1854
Spongotrochus glacialis POPOFSKY 1908
Streblacantha circumtexta (JOERG. 1900)
Stylodictya validispina JOERG. 1900
Stylosphaera sp.
Tholospira sp.

Unterordnung NASSELLARINA

Division PLECTELLARIA

Obeliscus sp.
Phormacantha hystrix (JOERGENSEN 1900)
Plagiacantha arachnoides (CLAPAREDE 1855)
Plectacantha oikiskos JOERGENSEN 1905
Plectacantha trichoides JOERGENSEN 1905
Protoscentium simplex (CLEVE 1899)
Semantis sp.

Division CYRTELLARIA

Amphimelissa setosa (CLEVE 1899)
Amphiplecta sp.
Androcyclas gamphonycha (JOERGENSEN 1900)
Artobotrys borealis (CLEVE 1899)
Artostrobus joergenseni PETRUSH. 1971
Carpocanium papillosum (EHRENB. 1872)
Ceratospyrus hyperborea JOERGENSEN 1905
Cladoscentium limbatum JOERGENSEN 1905
Cladoscentium tricolpium (HAECKEL 1882)
Corocalyptra craspedota (JOERGENSEN 1900)
Cornutella profunda EHRENB. 1854
Cycladophora davisiana EHRENB. 1862
Dictyoceras acanthicum JOERGENSEN 1900
Dictyophimus histricosus JOERGENSEN 1905
Dictyophimus infabricatus NIGRINI 1968
Eucyrtidium acuminatum (EHRENB. 1844)
Euscentium corynephorum JOERGENSEN 1900
Helotholus aff. galea (CLEVE 1899)
Helotholus histricosa JOERGENSEN 1905
Lamprocyclas maritialis HAECKEL 1887

Lithomelissa hystrix JOERGENSEN 1900
Lithomelissa setosa JOERGENSEN 1900
Lithomitra lineata EHRENB. 1838
Lithomitra platycephala (EHRENB. 1872)
Lithostrobus botryocyrtis HAECKEL 1887
Lithostrobus seriatus (JOERGENSEN 1905)
Lophophaena cf. laticeps (JOERG. 1905)
Lophophaena thoracites (HAECKEL 1862)
Peridium longispinum JOERGENSEN 1900
Plectopyramis sp.
Pseudodictyophimus bicornis (EHRENB. 1861)
Pseudodictyophimus gracilipes (BAILEY 1856)
Pseudodictyophimus sp.
Pterocanium trilobum (HAECKEL 1860)
Pterocorys sanctus (MÜLLER 1858)
Theocorys trachelium (EHRENB. 1872)

A climatic record for the last 12,000 years from a sediment core on the Mid Norwegian Continental Shelf.

Rokoengen, K., Erlenkeuser, H., Løfaldli, M. & Skarbø, O.: A climatic record for the last 12,000 years from a sediment core on the Mid Norwegian Continental Shelf. Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. in prep, pp ww - yy. Oslo 199?.

The local depositional environment in Late Weichselian and Holocene time is described based on detailed investigations including sedimentology, geotechnical properties, biostratigraphy, stable isotopes and radiocarbon datings from a 265 cm long vibrocorer sample (B78-2/2) from 165 m water depth at 64°59'N and 9°14'E. The lower part of the core is interpreted to be extensively remoulded by iceberg scouring, while the top 160 cm gives a continuous record for the last 12,000 years. Three radiocarbon dates and a volcanic ash zone (Vedde Ash Bed) give ages c. every 600 years for the period 12,000 to 10,000 B.P. The minimum content of boreal foraminifera (most arctic conditions) occurred from about 12,000 to 11,800 and from 10,800 to 10,600 B.P. The transition from arctic to boreal conditions is very marked at about 10,400 ± 200 years B.P. Two later minima of boreal foraminifera (colder events) are recorded around 10,000 and in the period 9,600 to 9,000 B.P., with variations shorter than the time resolution. The core provides a detailed record for the Scandinavian deglaciation period after 12,000 B.P. from a point outside the glaciated area, and shows good correlation to land data. The upper part of the core, representing the last 9,000 years, shows maximum content of the boreal *Trifarina angulosa* (optimal climatic conditions) around 5 - 6,000 years B.P. and then decreasing values up to present time.

Kåre Rokoengen, IKU (Continental Shelf and Petroleum Technology Research Institute), S.P. Andersens vei 15 b, 7034 Trondheim, Norway

Helmut Erlenkeuser, Institute of Nuclear Physics, ¹⁴C-Laboratory, University of Kiel, Olshausenstr. 40-60, D-2300 Kiel, West Germany

Magne Løfaldli, IKU. Present adress: Stratlab, Hvamveien 4, 2013 Skjetten, Norway

Oddvar Skarbø, IKU. Present adress: MRB (Møre og Romsdal Bedriftsrådgivning), Blindheimsenteret, 6012 Ålesund, Norway

wp\$24:[kr]rapport/ae9/23-MAR-90

SFB-Kolloquia

- 27.03.1988 R. Lampitt (NOI, Norway, OS): Particle flux at abyssal sites in the North Atlantic.
- 27.06.1988 S. Fowler (International Laboratory for Marine Radioactivity, Norway): Factors affecting the vertical flux of radioisotopes and other elements in the water column.

- 27.06.1988 B. Klein (Dept. of Marine Biology, Univ. Groningen): SFB-Kol - Oceanobryozoa.

DOKUMENTATION ÜBER

- 27.06.1988 I. Jankiewicz (Agency for Coordination and Research in Oceanography, Paris): Oceanographic implications of deep-sea-induced non-stochastic proper

SONSTIGE AKTIVITÄTEN DES

SFB 313

- 1.01.1989 G. Blatter (Universität Göteborg): General recipes, or what can be learned about ocean physics and biology from observed distributions of temperature, 14-carbon and phy
- 01.1989 H. Wiersma (ZIM, Zürich): Morphologische Variabilität von marinen pelagischen Plankton.
- 01.1989 U. Bathmann und B. Klein (Kiel): Jahressgang der Bildung, Modifikation und Sedimentation pelagischen Materials in der östlichen Norwegischen See.
- 1.1989 C. Smetacek (Kiel): Sedimentation von Coccolithen im Verlauf des Norwegischen Stroms.
- 01.1989 T. Ferrel (Helsingør, DK): The biology of ciliates which disintegrate oxygen.
- 01.1989 A. Mittenbach (Kiel): Benthosformulierungen im marinen Kohlenstoffkreislauf.
- 01.1989 J. Thiede und T. Simek (Kiel): Sedimentakkumulationsraten in der Norwegisch-Grönlandischen See.
- 01.1989 R. Meurich (Kiel): Akkumulationsraten im Wechsel Glazial/Interglazial: terrigenes Material, C_{org} Karbonat.
- 01.1989 P. Jansen (Kiel): Macrofauna bioturbation via meiofauna and microbial activity in deep sediment horizons of the Voring Plateau (Norwegian Sea).

SFB-Kolloquia

- 07.03.1988 R. Lampitt (IOS, Wormley, GB): Particle flux at abyssal sites in the North Atlantic.
- 03.06.1988 S. Fowler (International Laboratory for Marine Radioactivity, Monaco): Factors affecting the vertical flux of radionuclides and other elements in the water column.
- 10.06.1988 B. Klein (Dept. of Marine Biology, Univ. Groningen): HPLC-Analysen von Mikroalgen: Pigment-Chemotaxonomie.
- 24.06.1988 I. Jenkinson (Agency for Consultation and Research in Oceanography, Paris): Oceanographic implications of polymer-induced non-newtonian properties found in the sea.
- 13.01.1989 G. Shaffer (Universität Göteborg): Oceanic recipes, or what can be learned about ocean physics and biology from observed distributions of temperature, 14-carbon and phosphate.
- 16.01.1989 H. Thierstein (ETH, Zürich): Morphologische Variabilität von neogenem kalkigem Plankton.
- 20.01.1989 U. Bathmann und B. Klein (Kiel): Jahresgang der Bildung, Modifikation und Sedimentation pelagischen Materials in der östlichen Norwegischen See.
- 27.01.1989 C. Samtleben (Kiel): Sedimentation von Coccolithen im Verlauf des Norwegenstroms.
- 03.02.1989 T. Fenchel (Helsingør, DK): The biology of ciliates which dislike oxygen.
- 17.02.1989 A. Altenbach (Kiel): Benthosforaminiferen im marinen Kohlenstoffkreislauf.
- 07.04.1989 J. Thiede und J. Bischof (Kiel): Sedimentakkumulationsraten in der Norwegisch-Grönländischen See.
- 14.04.1989 R. Henrich (Kiel): Akkumulationsraten im Wechsel Glazial/Interglazial: terrigenes Material, C_{org}, Karbonat.
- 21.04.1989 P. Jensen (Kiel): Macrofauna bioturbation vs. meiofauna and microbial activity in deep sediment horizons of the Vøring Plateau (Norwegian Sea).

- 12.05.1989 L. Thomsen (Kiel): Halbautomatische Bildanalyse der Körpervolumina und Biomasse von Foraminiferen, Nematoden und Bakterien in einem Makrofaunagangsystem.
- 09.06.1989 A. Seilacher (Tübingen): Selbstbildungsmechanismen als Prozessoren der Evolution.
- 16.06.1989 D. Rigby (CSIRO Sydney): Practical applications of the biological and physical isotope effects found in the light isotope record ($\delta^{13}\text{C}$, δD , $\delta^{15}\text{N}$) of organic matter.
- 05.09.1989 Workshop: Radionuklide in der Anwendung in der marinen Geologie.
- T. Eisenhauer (Heidelberg): $^{230}\text{Th}/^{10}\text{Be}$: Zwei-Tracer-Untersuchungen mariner Sedimente, Grundlage und Einführung.
- J. Scholten (Kiel): ^{230}Th -Stratigraphie der Sedimente nördlicher Breiten (Norwegische See, Framstraße).
- H. Bohrmann (Kiel): Aktinide in Sedimenten des Mittelmeeres nördlich 85° .
- P. Walter (Heidelberg): Anwendung der Zwei-Tracer-Methode an Sedimenten hoher Breiten.
- A. Mangini (Heidelberg): Das Verhalten von Mangan im glazialen Ozean - paläoklimatische Konsequenz.
- 19.01.1990 M. Whiticar (BGR Hannover): Kaltwasser- und Gasaustritte: Charakterisierung des Kohlenstoffkreislaufs durch stabile Isotope.
- 26.01.1990 H. Paetsch (Kiel): ^{230}Th -Stratigraphie und ihre Anwendung im Europäischen Nordmeer.
- 02.02.1990 F. Blaume (Kiel): Geologische Dokumentation spätpleistozäner Sedimentationsprozesse in einem Hochakkumulationsgebiet am Norwegischen Kontinentalhang.
- 02.03.1990 J. Rumohr (Kiel): Biologische Restsedimentbildung, Advektion und Akkumulation auf dem Voering-Plateau und am Kontinentalrand.
- 09.03.1990 W. Balzer (Kiel): Benthische C_{org} -Oxidation auf dem Vöring-Plateau: Vergleich verschiedener Methoden.
- 16.03.1990 M. Köster (Kiel): Mikrobiologische Untersuchungen in Verbindung mit biogenen Strukturen in Sedimenten des Europäischen Nordmeeres.

- 23.03.1990 **A. Altenbach, G. Graf, T. Heeger, M. Köster, P. Linke, L.-A. Meyer-Reil und A. Thies (Kiel):** Die Reaktion des Benthals auf den Zusammenbruch der pelagischen Sommerpopulation: Ein Experiment an Bord der METEOR M7/4-5.
- 05.04.1990 **U. Herzfeld (Scripps Institution of Oceanography, USA):** Quantitative Modelle zur Primärproduktion des Atlantiks - Einsatz geomathematischer Methoden.
- 06.04.1990 **E. Suess (Kiel):** Kaltwasser- und Gasaustritte: Massenflüsse.
- 25.05.1990 **B. Corliss (Duke University, Durham N.C., USA):** Influence of Organic Carbon on the Ecology of Deep-Sea Benthic Foraminifera.
- 01.06.1990 **H. Ducklow (University of Maryland, USA):** The international JGOFS-programme.
- 02.07.1990 **B. Stabell (Universität Oslo):** Diatomeen der Norwegischen See, Skagerrak und Kattegat.
- 03.07.1990 **J. Deming (University of Washington, Seattle, USA):** A Deep-Sea Perspective on the Microbial Ecology of Arctic Environments: Results from Recent Expeditions to the Arctic Ocean and Greenland and Norwegian Seas.
- 18.07.1990: **M. Fasham (Wormley, GB):** Nitrogen based models of the euphotic zone.

Mitwirkung an Tagungen

1989

1988

"Spätquartäre Stratigraphie der höheren nördlichen Breiten"
Uppsala, Schweden, 5.3.-11.3.1988
(Teilprojekt B2)

"Polartag"
Bremerhaven, 23.02.1988
(Teilprojekte A1, A2, A3, B2)

"Dahlem Konferenz"
Berlin, 24.4.-30.4.1988
(Teilprojekte A1, A3, B2)

"The role of zooplankton grazing and defecation in the pelagic carbon and nitrogen cycles"
Bergen, Norwegen, 6.6.-19.6.1988
(Teilprojekt A1)

"Fifth Deep-Sea Biology Symposium"
Brest, Frankreich, 26.6.-1.7.1988
(Teilprojekte A1, A3)

"Joint Oceanographic Assembly"
Acapulco, Mexico, 23.8.-31.8.1988
(Teilprojekte A1, A4, B2)

"58. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft"
Stuttgart, 29.9.-1.10.1988
(Teilprojekte A1, A3, B2)

"15. Internationale Polartagung"
Heidelberg, 3.10.-6.10.1988
(Teilprojekte A2, B2)

"Geologic History of the Polar Oceans"
Bremen, 10.10.-14.10.88
(Teilprojekte B1, B2)

"Ocean Science Meeting"
San Francisco, USA, 5.12.-9.12.1988
(Teilprojekt A1)

1989

"Informasjonsmöte om Geologisk/Geofysisk Forskningsaktivitet
pa den norske Kontinentalsokkelen
Stavanger, Norwegen, 9.2.-10.2.1989
(Teilprojekt B1)

"Crustaceologen-Tagung"
Oldenburg, 2.3.-4.3.1989
(Teilprojekt A1)

"European Union of Geosciences"
Straßburg, Frankreich, 20.3.-23.3.1989
(Teilprojekte A2, A4, B1, B2)

"Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean"
Bremen, 3.7.-4.7.1989
(Teilprojekte A1, A2, A3, A4, B2)

"International Geological Congress"
Washington, USA, 9.7.-19.7.1989
(Teilprojekte B1, B2)

"Third International Conference on Paleo-Oceanography"
Cambridge, England, 10.9.-16.9.1989
(Teilprojekte A4, B2)

"Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft"
Bonn, 27.9.-28.9.1989
(Teilprojekt B2)

"Third International Workshop on agglutinated Foraminifera"
Tübingen, 16.9.-21.9.1989
(Teilprojekt A3)

"Estuarine Research Conference"
Baltimore, USA, 8.10.-12.10.1989
(Teilprojekt A3)

"Global Fluxes Ecology of the Ocean"
Nalchik, UdSSR, 4.12.-11.12.1989
(Teilprojekt A3)

1990

"Nordiske Geologiske Vintermøte"
Stavanger, Norwegen, 9.1.-12.1.1990
(Teilprojekt B2)

JGOFS-Workshop "The North Atlantic Bloom Experiment"
Kiel, 15.3.-20.3.1990
(Teilprojekte A1, A3, A4)

"Frühjahrstagung der Vereinigung für Allgemeine und
Angewandte Mikrobiologie"
Berlin, 25.3.-28.3.1990
(Teilprojekt A3)

"Climate of the Northern Latitudes: past, present and future"
Tromsø, Norwegen, 2.4.-4.4.1990
(Teilprojekt B2)

"Polartag"
Bremerhaven, 11.5.1990
(alle Teilprojekte)

"Estimation and Practical Use of Seismic Velocities"
Cambridge, England, 15.7.-18.7.1990
(Teilprojekt B1)

"Benthos '90"
Sendai, Japan, 28.9.-2.10.1990
(Teilprojekte A3, B2)

"Geotagung 1990"
Bremen, 3.10.-6.10.1990
(alle Teilprojekte)

Gastaufenthalte auswärtiger Wissenschaftler

1990

1988

Dr. Richard Lampitt Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, England	01.01. - 29.02.88	TP A1
Dr. Preben Jensen Marine Biological Laboratory, Helsingør, Dänemark	01.05. - 31.05.88 01.08. - 31.12.88	TP A3
Dr. Albertus Klein Dept. of Marine Biology, Univ. Groningen, Niederlande	01.08. - 31.12.88	TP A1

1989

Dr. Albertus Klein	01.01. - 31.01.89	TP A1
Dr. Gary Shaffer Institute of Oceanography, Univ. Göteborg, Schweden	12.01. - 14.01.89	TP A1
Dr. Preben Jensen	01.02. - 30.04.89	TP A3
Prof. Tom Fenchel Marine Biological Laboratory, Helsingør, Dänemark	01.02. - 03.02.89	TP A1
Prof. Adolf Seilacher Institut f. Geologie und Paläontologie, Univ. Tübingen	08.06. - 10.06.89	TP A3
Dr. Dennis McGillicuddy Harward University, Cambridge, USA	06.11. - 19.11.89	TP A1

1990

Dr. Albertus Klein	01.01. - 31.03.90	TP A1
Prof. Bruce Corliss Duke University, Durham, USA	15.05. - 28.05.90	TP B2
S. Forti ENEA, Centro Ricerche Energia Ambiente, La Spezia, Italien	01.06. - 31.07.90	TP A2
Dr. Björg Stabell Geologisches Institut, Univ. Oslo, Norwegen	02.07. - 04.07.90	TP B1
Prof. Jody Deming University of Washington, Seattle, USA	02.07. - 05.07.90	TP A3
Dr. Mike Fasham Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, England	16.07. - 20.07.90	TP A1

Durchgeführte Expeditionen (1988 - 1990)

1988

POSEIDON 144	12.02. - 17.02.88
METEOR 7	01.06. - 28.09.88

1989

METEOR 10/3	14.06. - 13.07.89
VALDIVIA	13.11. - 30.11.89

1990

POLARSTERN ARK VII/1	07.06. - 09.07.90
METEOR 13	05.07. - 25.08.90
POSEIDON 173	12.08. - 09.09.90

Verzeichnis der SFB-Berichte

- 1) Thiede, J., Gerlach, S.A., Wefer G.: Sedimentation im Europäischen Nordmeer, Organisation und Forschungsprogramm des Sonderforschungsbereichs 313 für den Zeitraum 1985-1987.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 1, 1-110, 1985.
- 2) Peinert, R.: Saisonale und regionale Aspekte der Produktion und Sedimentation von Partikeln im Meer.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 2, 1-108, 1986.
- 3) Bathmann, U.V.: Zooplanktonpopulationen dreier nordatlantischer Schelfe: Auswirkungen abiotischer und biotischer Faktoren.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 3, 1-93, 1986. (Vergriffen)
- 4) Gerlach, S.A., Thiede, J., Graf, G., Werner F.: Forschungsschiff Meteor, Reise 2 vom 19. Juni bis 16. Juli 1986; Forschungsschiff Poseidon, Reise 128 vom 7. Mai bis 8. Juni 1986. Berichte der Fahrtleiter.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 4, 1-140, 1986. (Vergriffen)
- 5) Gerlach, S.A., Theilen, F., Werner, F.: Forschungsschiff Poseidon, Reise 119 vom 16. Juli bis 1. August 1985, Forschungsschiff Poseidon, Reise 120 vom 4. August bis 20. August 1985, Forschungsschiff Valdivia, Reise 201-48A vom 17. Juli bis 31. Juli 1986, Forschungsschiff Poseidon, Reise 137 vom 3. Februar bis 20. Februar 1987. Berichte der Fahrtleiter.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 5, 1-94, 1987.
- 6) Altenbach, A.V., Lutze, G.F., Weinholz, P.: Beobachtungen an Benthos-Foraminiferen (Teilprojekt A3).
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 6, 1-86, 1987. (Vergriffen)
- 7) Meißner, R., Sarnthein, M., Thiede, J., Walger, E., Werner, F.: Zur Sedimentation in Borealen Meeren: Sedimentverteilung am äußeren Kontinentalrand vor Nordnorwegen (Pilotstudie Teil B).
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 7, 1-144, 1988. (Vergriffen)
- 8) Thiede, J., Gerlach, S.A., Altenbach, A., Henrich R.: Sedimentation im Europäischen Nordmeer. Organisation und Forschungsprogramm des Sonderforschungsbereiches 313 für den Zeitraum 1988-1990.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 8, 1-211, 1988. (Vergriffen)

- 9) Bohrmann, G.: Zur Sedimentation von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 9, 1-221, 1988. (Vergriffen)
- 10) Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., von Bodungen, B., Thiede, J.: Forschungsschiff Meteor, Reise 7, vom 1. Juni bis 28. September 1988. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 10, 1-358, 1988.
- 11) Bodungen, B.v., Theilen, Fr., Werner, F.: Forschungsschiff Poseidon, Reise 141-2/142 vom 17.10.-18.11.87, Forschungsschiff Poseidon, Reise 146/1 vom 25.4.-11.5.88, Forschungsschiff Poseidon, Reise 146/3 vom 29.5.-19.6.88. Berichte der Fahrtleiter. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 11, 1-66, 1988.
- 12) Uenzelmann, G.: Sedimente des südlichen Äußeren Vöring-Plateaus - Eine hochauflösende reflexionsseismische Untersuchung. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 12, 1-142, 1988. (Vergriffen)
- 13) Romero-Wetzel, M.: Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vöring-Plateau (Norwegische See). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 13, 1-204, 1989.
- 14) Hempel, P.: Der Einfluß von biogenem Opal auf die Bildung seismischer Reflektoren und die Verbreitung opalreicher Sedimente auf dem Vöring Plateau. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 14, 1-131, 1989.
- 15) Holler, P. & Kassens, H.: Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S. METEOR, Reise 7). Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 15, 1-61, 1989.
- 16) Philipp, J.: Bestimmung der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit mariner Sedimente an Kastenlotkernen: Entwicklung einer Meßapparatur und Vergleich mit sedimentologischen Parametern. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 16, 1-95, 1989.
- 17) Noji, T.: The influence of zooplankton on sedimentation in the Norwegian Sea. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 17, 1-183, 1989.

- 18) Linke, P.: Lebendbeobachtungen und Untersuchungen des Energiestoffwechsels benthischer Foraminiferen aus dem Europäischen Nordmeer.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 18, 1-123, 1989.
- 19) Pilnay, C., Thomsen, L. & Altenbach, A.V.: Methodische Ansätze zur Biomassebestimmung mittels biochemischer Parameter und der computergestützten Bildanalyse.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 19, 1-155, 1989.
Der Artikel von Frau Pilnay erhielt den A.-Barthel-Preis 1990
- 20) Mintrop, L.J.: Aminosäuren - Analytische Methodik und Ergebnisse aus der Norwegischen See.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 20, 1-217, 1990.
- 21) Heeger, T.: Elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Ernährungsbiologie benthischer Foraminiferen.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 21, 1-139, 1990.
- 22) Baumann, K.-H.: Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 22, 1-146, 1990.

SFB-Preprints

- Henrich, R., 1988: Sedimentologisch-fazielle Untersuchungen an glazial/interglazialen und präglazialen Ablagerungen des Europäischen Nordmeeres.
- Samtleben, C. & Bickert, T., 1989: Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea.
- Graf, G., 1989: Die Reaktionen des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanzen.

Verzeichnis der SFB-Publikationen

- 1) Thiede, J.,
Gerlach, S.A. &
Wefer, G. *Sedimentation im Europäischen Nordmeer,
Organisation und Forschungsprogramm
des Sonderforschungsbereichs 313
für den Zeitraum 1985-1987.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 1, 1-110, 1985
- 2) Peinert, R. *Saisonale und regionale Aspekte der
Produktion und Sedimentation von
Partikeln im Meer.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 2, 1-108, 1985
- 3) Bathmann, U.V. *Zooplanktonpopulationen dreier nord-
atlantischer Schelfe: Auswirkungen
abiotischer und biotischer Faktoren.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 3, 1-93, 1986
- 4) Thiede, J.,
Diesen, G.W.,
Knudsen, B.-E. &
Snare, T. *Patterns of cenozoic sedimentation in
the Norwegian-Greenland Sea.
Mar. Geol. 69, 323-352, 1986
- 5) Peinert, R. *Production, grazing and sedimentation
in the Norwegian Coastal Current.
NATO ASI Series, G 7. The role of
freshwater outflow in coastal marine
ecosystems. Ed. by S. Skreslet.
Springer-Verlag Berlin, Heidelberg,
361-374, 1986
- 6) Smetacek, V. *Impact of freshwater discharge on
production and transfer of materials
in the marine environment.
NATO ASI Series, G 7. The role of
freshwater outflow in coastal marine
ecosystems. Ed. by S. Skreslet.
Springer-Verlag Berlin, Heidelberg,
85-106, 1986
- 7) Henrich, R. *A calcite dissolution pulse in the
Norwegian-Greenland Sea during the
last deglaciation.
Geol. Rundschau 75/3, 805-827, 1986
- 8) Noji, T.,
Passow, U. &
Smetacek, V. *Interaction between pelagial and
benthic during autumn in Kiel Bight.
I. Development and sedimentation of
phytoplankton blooms.
Ophelia 26, 333-349, 1986

- 9) Czytrich, H.,
Eversberg, U. &
Graf, G. *Interaction between pelagial and
 benthal during autumn in Kiel Bight.
 II. Benthic activity and chemical
 composition of organic matter.
 Ophelia 26, 123-133, 1986

- 10) Altenbach, A.V. *The measurement of organic carbon in
 foraminifera.
 Journ. of Foraminifera Res. 17/2
 106-109, 1987

- 11) Peinert, R.,
Bathmann, U.,
Bodungen, B. v. &
Noji, T. *The impact of grazing on spring
 phytoplankton growth and sedimentation
 in the Norwegian Current.
 Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ.
 Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd., 62,
 149-164, 1987

- 12) Smetacek, V. &
Pollehne, F. *Nutrient cycling in pelagic systems:
 A reappraisal of the conceptual
 framework.
 Ophelia 26, 401-428, 1986

- 13) Bodungen, B. v. *Phytoplankton growth and krill grazing
 during spring in the Bransfield Strait,
 Antarctica - Implications from sediment
 trap collections.
 Polar Biol. 6, 153-160, 1986

- 14) Stegmann, P.,
Peinert, R.,
Bathmann, U. &
Bodungen, B. v. Pelagic system structure in early
 summer in the central Baltic Sea.

- 15) Mahaut, M.-L. &
Graf, G. *A luminophore tracer technique for
 bioturbation studies.
 Oceanologica Acta 10/3, 323-328, 1987

- 16) Bathmann, U.V.,
Noji, T.T.,
Voß, M. &
Peinert, R. *Copepod fecal pellets. Abundance,
 sedimentation and content at a
 permanent station in the Norwegian Sea
 in May/June 1986.
 Mar. Ecol. - Progress Series 38,
 45-51, 1987

- 17) Bathmann, U.V. *Mass occurence of Salpa fusiformis in
 the spring of 1984 off Ireland:
 implications for sedimentation
 processes.
 Mar. Biol. 97, 127-135, 1988

- 18) Altenbach, A.V. *Deep-Sea benthic foraminifera and
 flux rate of organic carbon.
 Rev. Paleobiol. 2 (spec.);
 719-720, 1988

- 19) Bodungen, B. v.,
Nöthig, E.-M. &
Sui, Q. *New production of phytoplankton and
sedimentation during summer 1985 in the
South Eastern Weddell Sea.
Comp. Biochem. Physiol., 90B/3,
475-487, 1988
- 20) Bodungen, B. v.,
Fischer, G.
Nöthig, E.-M. &
Wefer, G. *Sedimentation of krill faeces during
spring development of phytoplankton
in Bransfield Strait, Antarctica.
Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ.
Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderbd., 62,
243-257, 1987
- 21) Gerlach, S.-A. *Plastic and seaweeds in the offshore
Norwegian Sea.
Mar. Pollution Bull. 18/5, 246, 1987
- 22) Gerlach, S.-A.,
Thiede, J.,
Graf, G. &
Werner, F. *Forschungsschiff Meteor, Reise 2 vom
19. Juni bis 16. Juli 1986.
Forschungsschiff Poseidon, Reise 128
vom 7. Mai bis 8. Juni 1986.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 4, 1-140, 1986
- 23) Jansen, E.,
Bleil, U.,
Henrich, R.,
Kringstad, L. &
Slettemark, B. *Paleoenvironmental changes in the
Norwegian Sea and the North-East
Atlantik during the last 2.8 m.y.:
Deep Sea Drilling Project/Ocean
Drilling Program Sites 610, 642,
643 and 644.
Paleoceanography, 3/5, 563-581, 1988
- 24) Jensen, P. *Four new nematode species, abundant
in the deep-sea benthos of the
Norwegian Sea.
Sarsia 73, 149-155, 1988
- 25) Jensen, P. *Nematode assemblages in the deep-sea
benthos of the Norwegian Sea.
Deep-Sea Res. 35, 1173-1184, 1988
- 26) Erlenkeuser, H. &
Balzer, W. *Rapid appearance of Chernobyl radiocesium
in the deep Norwegian Sea sediments.
Oceanologica Acta 11/1, 101-106, 1988
- 27) Gerlach, S.A.,
Theilen, F. &
Werner, F. *Forschungsschiff Poseidon, Reise 119
vom 16. Juli bis 1. August 1985
Forschungsschiff Poseidon, Reise 120
vom 4. August bis 20. August 1985
Forschungsschiff Valdivia, Reise 201-48A
vom 17. Juli bis 31. Juli 1986
Forschungsschiff Poseidon, Reise 137
vom 3. Februar bis 20. Februar 1987.
Berichte der Fahrtleiter.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 5, 1-94, 1987

- 28) Henrich, R. *Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleo-oceanography, and evolution of Late Pliocene Quaternary northern hemisphere climate.
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP Sci. Results, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 189-232, 1989
- 29) Henrich, R. *Diagenetic environments of authigenic carbonates and OPAL-CT crystallization in lower miocene to upper oligocene deposits of the Norwegian Sea (ODP Site 643, LEG 104).
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP Sci. Results, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 233-247, 1989
- 30) Henrich, R.,
Kassens, H.,
Vogelsang, E. &
Thiede, J. *Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.
Mar. Geol., 86, 283-319, 1989
- 31) Romero-Wetzel, M.B. *Sipunculans as inhabitants of very deep, narrow burrows in deep-sea sediments.
Mar. Biol. 96, 87-91, 1987
- 32) Romero-Wetzel, M.B. *Branched burrow-systems of the enteropneust Stereobalanus canadensis (Spengel) in deep-sea sediments of the Vöring-Plateau, Norwegian Sea.
Sarsia 74, 85-89, 1989
- 33) Altenbach, A. &
Weinholz, P. *GEM im Labor.
ST Computer-Zeitschrift 5, 75-78, 1987
- 34) Thiede, J.,
Gerlach, S.A. &
Peinert, R. *SFB 313 "Sedimentation im europäischen Nordmeer: Abbildung und Geschichte der ozeanischen Zirkulation".
Christiana Albertina 26, 121-159, 1988
- 35) Haake, F.W. &
Pflaumann, U. *Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vöring Plateau, Norwegian Sea.
Boreas 18, 343-356, 1989
- 36) Balzer, W. Particle mixing processes in deep Norwegian Sea sediments: evidence for seasonal effects. in prep.
- 37) Meissner, R. &
Köpnick, M. *Structure and evolution of passive margins: the plume model again.
Journ. Geodynamics 9, 1-13, 1988

- 38) Theilen, F.,
Uenzelmann, G. &
Gimpel, P. Sediment distribution at the outer
Vöring Plateau from reflection
seismic investigations. Marine
Geophysical Research.
- 39) Henrich, R.,
Wolf, T.,
Bohrmann, G. &
Thiede, J. *Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse-fraction composition in sediments from the Vöring Plateau.- LEG 104 drill sites.
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP Sci. Results, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 75-188, 1989
- 40) Kassens, H. &
Sarnthein, M. *A link between paleoceanography, early diagenetic cementation, and shear strength maxima in late quaternary deep-sea sediments? Paleoceanography 4/3, 253-269, 1989
- 41) Eldholm, O.,
Thiede, J.,
Taylor, E. et al. *Proceedings, Initial Reports (Part A), of the Ocean Drilling Program. 104, 53-771, 1987
- 42) Kachholz, K.-D. &
Henrich, R. *Verschiedene Experimente mit der Sedimentationswaage.
Broschüre des SFB 313, 1987
- 43) Thiede, J. *The seas around Norway and their geological history.
In: Varjo & Tietze (eds.) "Norden - Man and Environment.
Gebr. Borntraeger, Stuttgart, 32-42, 1987
- 44) Kögler, F. *Fahrtbericht Poseidon-Fahrt 139/1 vom 3.8.-9.8.87.
Broschüre des SFB 313
- 45) Altenbach, A.V.,
Lutze, G.F. &
Weinholz, P. *Beobachtungen an Benthos-Foraminiferen (Teilprojekt A3).
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 6, 1-86, 1987
- 46) Jansen, E.,
Slettemark, B.,
Bleil, U.,
Henrich, R.,
Kringstad, L. &
Rølfesen, S. *Oxygen and carbon isotope stratigraphy and magnetostratigraphy of the last 2.8 Ma: Paleoclimatic comparisons between the Norwegian Sea and the North Atlantic.
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP Sci. Results, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 255-272, 1989

- 47) Honjo, S.,
Wefer, G.,
Manganini, S.J.,
Asper, V.L. &
Thiede, J. Seasonality of oceanic particle fluxes
in the Lofoten Basin, Nordic Sea.
submitted
- 48) Honjo, S.,
Manganini, S.J. &
Wefer, G. *Annual particle flux and a winter
outburst of sedimentation in the
northern Norwegian Sea.
Deep Sea Res., 35/8, 1223-1234,
1988
- 49) Graf, G.,
Martens, V.,
Queisser, W.,
Weinholz, P. &
Altenbach, A. *A multicalorimeter for the study of
biological activity in marine
sediments.
Mar. Ecol. Prog. Ser. 45, 201-204,
1988
- 50) Peinert, R.,
Bodungen, B. v. &
Smetacek, V. *Food web structure and loss rate.
In: W.H. Berger, V.S. Smetacek &
G. Wefer: Productivity of Ocean:
Present and Past, Report of the
Dahlem Workshop, Berlin 1988.
John Wiley & Sons, 35-48, 1989.
- 51) *Fahrtbericht Poseidon-Fahrt 144
vom 12.2. - 17.2.1988, Kattegat.
Broschüre des SFB 313
- 52) Heeger, T. *Virus-like particles and cyto-
pathological effects in Elphidium
excavatum clavatum, a benthic
foraminiferan.
Diseases of Aquatic Organisms 4,
233-236, 1988
- 53) Weinholz, P. *FOCOS, eine Methode zum Zählen von
Mikrofossilien mit Hilfe eines
Personal-Computers.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 6, 5-16, 1987
- 54) Lutze, G.F. &
Thiel, H. *Cibicidoides wuellerstorfi and
Planulina ariminensis, elevated
epibenthic Foraminifera.
s.o., 17-30
- 55) Lutze, G.F. &
Altenbach, A.V. *Rupertina stabilis (WALLICH), eine
hochangepaßte, filtrierende Benthos-
Foraminifere.
s.o., 31-46
- 56) Altenbach, A.V.,
Unsöld, G. &
Walger, E. *The hydrodynamic environment of
Saccorhiza ramosa (BRADY).
s.o., 47-68

- 57) Lutze, G.F. & Salomon, B. *Foraminiferen-Verbreitung zwischen Norwegen und Grönland: ein West-Ost Profil.
s.o., 69-78
- 58) Lutze, G.F. *Benthische Foraminiferen: Vertikale Verteilung in den obersten Sedimentlagen und Probleme bei der Entnahme von Standard-Proben.
s.o., 79-87
- 59) Meissner, R., Sarnthein, M., Thiede, J., Walger, E. & Werner, F. *Zur Sedimentation in borealen Meeren: Sedimentverteilungen am äußeren Kontinentalrand vor Nord-Norwegen (Pilotstudie Teil B).
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 7, 1-144, 1988
- 60) Thiede, J., Gerlach, S.A., Altenbach, A. & Henrich, R. *Sedimentation im Europäischen Nordmeer. Organisation und Forschungsprogramm des Sonderforschungsbereiches 313 für den Zeitraum 1988-1990
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 8, 1-211, 1988
- 61) Bohrmann, G. *Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647).
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 9, 1-221, 1988
- 62) Bathmann, U.V., Noji, T.T. & Bodungen, B. v. *Copepod grazing potential in late winter in the Norwegian Sea - A factor in the control of spring phytoplankton growth? Mar. Ecol. Prog. Ser. 60, 225-233, 1990
- 63) Lampitt, R.L., Noji, T. & Bodungen, B. v. *What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux. Marine Biology 104, 15-23, 1990
- 64) Holler, P. *Sedimentäre Rutschmassen in der Tiefsee. Submarine landslides in the deep-sea.
Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, 23, 1-141, 1988
- 65) Bathmann, U.V., Peinert, R., Noji, T. & Bodungen, B. v. Pelagic Origin and Fate of sedimenting Particles in the Norwegian Sea.
Progress in Oceanography, in press

- 66) Noji, T.T.,
Estep, K.,
MacIntyre, F. &
Norrbin, F. Image-analysis of fecal material
 grazed upon by three species of
 copepod. Marine Ecology Progress Series,
 submitted
- 67) Schrader, H. &
Karpuz, N. *Norwegian-Iceland seas: Transfer
 Functions Between Marine Planctic
 Diatoms and Surface Water Temperature.
 In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.):
 Geological History of the Polar Oceans:
 Arctic versus Antarctic. NATO ASI
 Series C, Kluver Acad. Publ., 337-361,
 1990
- 68) Hirschleber, H.,
Theilen, F.,
Balzer, W.,
Bodungen, B. v. &
Thiede, J. *Forschungsschiff Meteor, Reise 7, vom
 1. Juni bis 28. September 1988.
 Ber. Sonderforschungsbereich 313,
 Univ. Kiel, 10, 1-358, 1988
- 69) Bodungen, B. v.,
Theilen, Fr. &
Werner, F. *Poseidon-Reise 141-2/142 vom
 17.10.-18.11.87,
 Poseidon-Reise 146/1 vom 25.4.-11.5.88,
 Poseidon-Reise 146/3 vom 29.5.-19.6.88.
 Berichte der Fahrtleiter.
 Ber. Sonderforschungsbereich 313,
 Univ. Kiel, 11, 1-66, 1988
- 70) Uenzelmann, G. *Sedimente des südlichen Äußeren Vööring-
 Plateaus - Eine hochauflösende
 reflexionsseismische Untersuchung.
 Ber. Sonderforschungsbereich 313,
 Univ. Kiel, 12, 1-142, 1988
- 71) Samtleben, C. &
Bickert, T. Coccoliths in sediment traps from the
 Norwegian Sea.
 Marine Micropaleontology, in press
- 72) Bohrmann, G.,
Henrich, R. &
Thiede, J. *Miocene to Quaternary Paleoceno-
 graphy in the northern North
 Atlantic: Variability in carbonate
 and biogenic opal accumulation.
 In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.):
 Geologic History of the Polar Oceans:
 Arctic versus Antarctic. NATO ASI
 Series C, Kluver Acad. Publ., 647-675,
 1990
- 73) Henrich, R. *Cycles, rhythms and events in quater-
 nary arctic and antarctic glaciomarine
 deposits (a review). In: Bleil, U.
 & Thiede, J. (eds.): Geologic History of
 the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.
 NATO ASI Series C, Kluver Acad. Publ.,
 213-244, 1990

- 74) Henrich, R. Cycles and rhythms and events on high input and low input glaciated continental margin (an overview).
In: Einsele, Riecken, Seilacher (Eds.): Cycles and Events in Stratigraphy (Springer-Verlag), in press
- 75) Romero-Wetzel, M. *Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vöring-Plateau (Norwegische See).
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 13, 1-204, 1989
- 76) Hempel, P. *Der Einfluß von biogenem Opal auf die Bildung seismischer Reflektoren und die Verbreitung opalreicher Sedimente auf dem Vöring Plateau.
Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 14, 1-131, 1989
- 77) Williams, P.J.leB., Bodungen, B. v., (Rapporteurs)
Bathmann, U.V., Berger, W.H., Eppley, R.W., Feldman, G.C., Fischer, G., Legendre, L., Minster, J.-F., Reynolds, C.S., Smetacek, V.S. & Toggweiler, J.R. *Group Report
Export Productivity from the Photic Zone.
In: W.H. Berger, V.S. Smetacek & G. Wefer (eds.): Productivity of the Ocean: Present and Past, Report of the Dahlem Workshop, Berlin 1988, John Wiley & Sons, 99-115, 1989
- 78) Bruland, K.W., (Rapporteur)
Bienfang, P.K., Bishop, J.K.B., Eglinton, G., Ittekkot, V.A.W., Lampitt, R., Sarnthein, M., Thiede, J., Walsh, J.J. & G. Wefer *Group Report
Flux to the Seafloor.
In: W.H. Berger, V.S. Smetacek & G. Wefer (eds.): Productivity of the Ocean: Present and Past, Report of the Dahlem Workshop, Berlin 1988 John Wiley & Sons, 193-215, 1989
- 79) Altenbach, A.V. & Sarnthein, M. *Productivity Record in Benthic Foraminifera.
In: W.H. Berger, V.S. Smetacek & G. Wefer (eds.): Productivity of the Ocean: Present and Past, Report of the Dahlem Workshop, Berlin 1988, John Wiley & Sons, 255-269, 1989

- 80) Jumars, P.A.,
(Rapporteur)
Altenbach, A.V.,
De Lange, G.J.,
Emerson, S.R.,
Hargrave, B.T.,
Müller, P.J.,
Prahl, F.G.,
Reimers, C.E.,
Steiger, T. &
Süß, E.
- *Group Report
Transformation of Seafloor-arriving
Fluxes into the Sedimentary Record.
In: W.H. Berger, V.S. Smetacek &
G. Wefer (eds.): Productivity of the
Ocean: Present and Past, Report of
the Dahlem Workshop, Berlin 1988,
John Wiley & Sons, 291-311, 1989
- 81) Holler, P. &
Kassens, H.
- *Sedimentphysikalische Eigenschaften aus
dem Europäischen Nordmeer (Datenreport
F.S. METEOR, Reise 7).
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 15, 1-61, 1989
- 82) Philipp, J.
- *Bestimmung der Kompressions- und Scher-
wellengeschwindigkeit mariner Sedimente
an Kastenlotkernen: Entwicklung einer
Meßapparatur und Vergleich mit sedi-
mentologischen Parametern.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 16, 1-95, 1989
- 83) Noji, T.
- *The influence of zooplankton on
sedimentation in the Norwegian Sea.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 17, 1-183, 1989
- 84) Linke, P.
- *Lebendbeobachtungen und Untersuchun-
gen des Energiestoffwechsels benthic-
scher Foraminiferen aus dem Euro-
päischen Nordmeer.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 18, 1-123, 1989
- 85) Meyer-Reil, L.-A.
- *Microorganisms in Marine Sediments:
Considerations Concerning Activity
Measurements. Arch. Hydrobiol. Beih.
Ergeb. Limnol. 34, 1-6, 1990
- 86) Meyer-Reil, L.-A.
- Ecological Aspects of Enzymatic
Activity in Marine Sediments. In:
Proceedings of the First Workshop on
Exoenzymes in Aquatic Environments.
Reitrain/München, in press, 1990

- 87) Köster, M.,
Jensen, P. &
Meyer-Reil, L.-A. Hydrolytic Activity Associated with
Biogenic Structures in Deep-Sea
Sediments of the Norwegian-Greenland
Sea. In: Proceedings of the First
Workshop on Exoenzymes in Aquatic
Environments. Reitrain/München,
in press, 1990
- 88) Meyer-Reil, L.-A. &
Köster, M. Fine-scale distribution of hydrolytic
activity associated with foraminiferans
and bacteria in deep-sea sediments.
Nature, submitted
- 89) Altenbach, A.V. *Konstruktive Optimierung und Werkzeug-
gebrauch bei Einzellern.
Natur und Museum 120/1, 15-18, 1990
- 90) Gerlach, S. &
Romero-Wetzel, M. Deep-Sea Macro-Zoobenthos of Vöring-
Plateau (Norwegian Sea)
Sarsia
- 91) Wassmann, P.,
Peinert, R. &
Smetacek, V. Patterns of production and sedimentation
in the boreal and polar north east
Atlantik. Polar Research, in press
- 92) Linke, P. Metabolic adaptations of benthic
foraminifera to seasonally varying food
input. Deep Sea Res., submitted
- 93) Ramm, M. *Late Quaternary carbonate sedimentation
and paleo-oceanography in the eastern
Norwegian Sea.
Boreas, 18, 255-272, 1989
- 94) Rumohr, J. A high accumulation area on the conti-
nental slope off northern Norway and
the conception of winter water cas-
cades.
Deep Sea Res., submitted
- 95) Eldholm, O.,
Thiede, J. &
Taylor, E. *Evolution of the Voering volcanic
margin.
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E.
et al., Proc. ODP Sci. Results, 104:
College Station, TX (Ocean Drilling
Program), 1033-1067, 1989
- 96) Thiede, J.,
Eldholm, O. &
Taylor, E. *Variability of cenozoic Norwegian-
Greenland Sea, paleoceanography and
northern hemisphere paleoclimate.
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E.
et al., Proc. ODP Sci. Results, 104:
College Station, TX (Ocean Drilling
Program), 1067-1120, 1989

- 97) Scholten, J.C.,
Botz, R.,
Mangini, A.,
Paetsch, H.,
Stoffers, P. &
Vogelsang, E. High Resolution ^{230}Th Stratigraphy
of Sediments from High Latitude Areas
(Norwegian Sea, Fram Strait)
Earth Planet. Sci. Lett., in press.
- 98) Bischof, J. *Dropstones in the Norwegian-Greenland
Sea - Indications of Late Quaternary
Circulation Patterns? In: Bleil, U. &
Thiede, J. (eds.): Geologic History of
the Polar Oceans: Arctic versus Ant-
arctic. NATO ASI Series C, Kluver Acad.
Publ., 499-518, 1990
- 99) Graf, G. *Benthic-pelagic coupling in a deep-sea
benthic community.
Nature, 341/6241, 437-439, 1989
- 100) Pilnay, C.,
Thomsen, L. &
Altenbach, A.V. *Methodische Ansätze zur Biomassebe-
stimmung mittels biochemischer Para-
meter und der computergestützten Bild-
analyse.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 19, 1-155, 1989
- 101) Mintrop, L.J. *Aminosäuren im Sediment - Analytische
Methodik und Ergebnisse aus der
Norwegischen See.
Ber. Sonderforschungsbereich 313,
Univ. Kiel, 20, 1-217, 1990
- 102) Thiede, J.,
Gerlach, S.,
Altenbach, A.,
Bodungen, B. v.,
Samtleben, C.,
Walger, E.,
Werner, F.,
Lutze, G.,
Balzer, W.,
Botz, R.,
Meißner, R.,
Theilen, F. &
Sarnthein, M. *Sedimentation im Europäischen Nordmeer:
Abbildung und Geschichte der ozeanischen
Zirkulation. Bericht über den Sonder-
forschungsbereich 313 der Universität
Kiel in den Jahren 1985 bis 1989.
Mitteilung XVIII der Senatskommission für
Geowissenschaftliche Gemeinschaftsfor-
schung, 101-131, 1990
- 103) Rokoengen, K.,
Erlenkeuser, H.,
Løfaldi, M. &
Skarbo, O. A climatic record for the last 12.000
years from a sediment core on the Mid
Norwegian Continental Shelf. Norsk.
Geologisk Tidsskrift, in prep.
- 104) Andrews, J.T.,
Erlenkeuser, H.,
Briggs, W.M.,
Evans, L.W.,
Williams, K.M. &
Jull, A.J.T. Termination I, SE Baffin Shelf, N.W.T.:
Stable Isotopes, and Paleoceanography,
Margin of the Hudson Strait Ice Stream.
in prep.

- 105) Andrews, J.T.,
Evans, L.W.,
Williams, K.M.,
Briggs, W.M.,
Jull, A.J. T.,
Erlenkeuser, H. &
Hardy, I. Cryosphere/Ocean Interactions at the
Margin of the Laurentide Ice Sheet
during the Younger Dryas Chron: SE Baffin
Shelf, N.W.T. in prep.
- 106) Bathmann, U.,
Noji, T. &
Bodungen, B. v. Sedimentation of Pteropods in the
Norwegian Sea in Autumn. Deep Sea Res.
submitted
- 107) Altenbach, A.V.,
Heeger, T.,
Linke, P.,
Spindler, M. &
Thies, A. *Milionella subrotunda* a milliolith
foraminifer building large agglutinated
tubes for a temporary epibenthic live-
style. in prep.
- 108) Botz, R.,
Erlenkeuser, H.,
Koch, J. &
Wehner, H. Analysis of sedimentary organic matter of
a glacial/interglacial change (oxygen
isotope stage 6/5) in the Norwegian-
Greenland-Sea.
Marine Geology, submitted
- 109) Jensen, P.,
Rumohr, J.,
Graf, G.,
Köster, M. &
Meyer-Reil, L.-A. Biological activity across a deep-sea
ridge exposed to advection and
accumulation of pelagic material.
Deep-sea Research, in prep.
- 110) Jensen, P.,
Emrich, R.,
Goerke, H. &
Weber, K. Biological, chemical and sedimentological
aspects of burrowing traits of the
deep-sea enteropneust Stereobalanus
Canadensis. Deep-Sea Research, submitted
- 111) Jensen, P. Nine new and less known nematode species
with description of a new genus
Nojinema gen. n. from the deep-sea
benthos of the Norwegian Sea. Hydrobio-
logia, submitted
- 112) Jensen, P. Re-discovery of Cerianthus Vogti,
Danielssen, 1890. A small anthozoan
inhabiting in an extended tube-system
deeply buried in the deep-sea sediments
of the Norwegian Sea. Sarsia, submitted
- 113) Jensen, P. Predatory nematodes from the deep-sea
benthos of the Norwegian Sea.
Cahiers de Biologie Marine, submitted
- 114) Jensen, P. Bodonematidae Fam. N. (nematoda, chroma-
dorida) accomodating Bodonema vossi
gen. n. et sp. n. from the deep-sea
benthos of the Norwegian Sea. Sarsia,
submitted

- 115) Meyer-Reil, L.A.,
Köster, M. &
Charfreitag, O. Availability of nutrients to a deep-sea
community: results from a ship board
experiment. II. Induction of microbial
activities. in prep.
- 116) Karpuz, N.K. &
Schrader, H. Surface sediment diatom distribution
and Holocene paleotemperature variations
in the Greenland, Iceland and Norwegian
Sea. Paleoceanography, submitted
- 117) Heeger, T. *Elektronenmikroskopische Untersuchungen
zur Ernährungsbiologie benthischer
Foraminiferen. Ber. Sonderforschungs-
bereich 313, Univ. Kiel 22, 1-146, 1990
- 118) Hahn, M.,
Sarnthein, M.,
Vogelsang, E. &
Erlenkeuser, H. Early decay of Barents Shelf ice sheet -
southward spread of stable isotope
signals across the eastern Norwegian Sea.
Norsk Geologisk Tidsskrift, submitted

* bereits erschienen

